

TARTALOMJEGYZÉK

TISZTELT KOLLÉGÁK!	
60 éves a MTESZ — Mea culpa ...	65
MGE	
Peltoniemi Budapesten — Tájékoztató az MGE javára felajánlott 1%-ok felhasználásáról.....	67
SZAKCIKKEK	
Keressük a Hopkinson-hatást, azaz a Curie-hőmérséklet közelében történő jelentős szuszceptibilitás-növekedést a Pannon-medencében <i>Ádám Antal</i>	68
A földköpenyben zajló konvekcióról <i>Galsa Attila, Lenkey László, Süle Bálint, Herein Mátyás</i>	75
Régészeti kutatás céljából végzett mágneses mérések Porolissumon <i>Petrovski Judit, Lipovics Tamás, Lenkey László, Pethe Mihály, Ferencz Edith, Herein Mátyás</i>	88
Válasz Stomfai Róbert megjegyzéseire (2008. évi 1. szám) Az árapály és a dagályúrlódás nagyságrendjének áttekintése c. cikkhez (2007. évi 2. szám) <i>Ónodi Tibor</i>	95
HÍREK, BESZÁMOLÓK	
MTESZ sajtótájékoztató	96

49. évfolyam 2. szám

2008

CONTENTS

Foreword of the Editors.....	65
MGE	
News	67
Geophysical Papers	
Looking for the Hopkinson effect, i.e. the significant susceptibility increase near Curie temperature in the Pannonian basin <i>A. Ádám</i>	68
On the convection in the Earth's mantle <i>A. Galsa, L. Lenkey, B. Süle, M. Herein</i>	75
Magnetic surveying for archaeological prospection in Porolissum <i>J. Petrovski, T. Lipovics, L. Lenkey, M. Pethe, E. Ferencz, M. Herein</i>	88
Answer to remarks of R. Stomfai to paper of T. Ónodi (Vol. 49, No. 1; Vol. 48, No. 2) <i>T. Ónodi</i>	95
News and Reports.....	96

A szerkesztőség a szakcikkek szakszektorálása után közli. A szakszektorok névsora az évfűző kötetben jelenik meg.
A lapban megjelenő cikkek adatainak és állításainak helyességéért, ill. közölhetőségéért a felelősséget kizárólag a szerzők viselik.

MAGYAR GEOFIZIKA

Kiadja: Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet
1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.
Telefon: (1) 252 4999
Felelős kiadó: dr. Fancsik Tamás igazgató
Lombos Nyomda Kft., Budapest — Felelős vezető: Juhász Péter

• • •

Előfizethető a Magyar Geofizikusok Egyesületénél: 1371 Budapest, Pf. 433, tel.: (1) 201 9815,
egyesületi tagoknak tagdíj ellenében. Megjelenik évente négyszer

Index: 26 507



Tisztelt Kollégák!

60 ÉVES A MTESZ

Idén 60 éves a Műszaki és Természettudományos Egyesületek Szövetsége. A Szövetség vezetése kérte, hogy a MTESZ körébe tartozó szaklapok emlékezzenek meg az évfordulóról.

Sajnos nem tudtam minden rendezvényen jelen lenni és így — ha volt is — hozzám nem jutott el hivatalos sajtóanyag. Emiatt saját kútforrásból kellett a megemlékezést megírni és mivel így ez a vártnál kissé szubjektívebbre sikeredett, tisztelettel elnézést kérek érte mindenkitől, elsősorban a Szövetség vezetőitől.

A Szövetséget 1948-ban, a Magyar Népköztársaság születésének évében alakították. Feladata az volt, hogy csokorba fogja, ellenőrizze és támogassa a műszaki és természettudományos egyesületeket. Azt hiszem, hogy a szervezet megalakítása jellegzetes példája a kor központosító törekvéseinek.

Az alapítást követő évtizedekben a Szövetség kitűnően ellátta feladatát, a hazai műszaki és természettudományos egyesületek virágoztak, legtöbbjükben pezsgő szakmai élet folyt. Így visszatekintve úgy gondolom, hogy a MTESZ és a hozzá tartozó egyesületek komoly hajtóerejét képezték a hazai műszaki és természettudományos fejlődésnek.

A népköztársaság, amely elismerte a szaktudás értékét és országos érdeknek tekintette fejlesztését, a MTESZ-en keresztül komoly lehetőségeket biztosított a hazai és nemzetközi műszaki és tudományos rendezvények számára, többek között a MTESZ-székházak országos hálózatán keresztül is.

A népköztársaság felbomlásával azonban kérdésessé vált a MTESZ szerepköre. Az egyesületek felügyelete feleslegessé vált. Az új állam már nem ismerte el a tudást nemzeti értéknek (szóban sem igazán, de tettekben aztán végképp nem), az állami ipar elsüllyedt a privatizáció mocsarában, az ipari kutatóintézetek hálózatát, amely a Szövetség egyik fontos bázisát képezte, hagyták elpredálni. Ma már egyértelmű, hogy a népköztársaság patrónusi szerepét nem hajlandó felvállalni sem az új állam, sem a magánszféra. A MTESZ finanszírozása így elolvadt és ezzel támogatói feladatai is megszűntek. Ami megmaradt, az az óriási MTESZ-vagyon volt, amelynek a működtetésére azonban nem volt képes a szervezet, így legjobb esetben is csak ennek a vagyonnak a felélése prognosztizálható.

A Szövetség saját magát hatvanadik születésnapján, amelyet gyémántjubiléumnak nevez, egy jubileumi évkönyvvel lepte meg. (Bocsánatot kell kérnem, de a „gyémánt” szó, amelyet diplomákra és nem születésnapokra szoktak alkalmazni, gonosz asszociációkra késztetett, ez ugyanis az az évforduló, amit azon kevesek, akik megérik, nem szoktak hosszan túlélni.) A könyv, elég érdekes logikával, gyakorlatilag minden, hazánkban valaha is működött tudományos egyesületet (például a Magyar Tudományos Akadémiát) a Szövetség jogelődjének tekint és komoly teret szentel nekik. Nagy hangsúlyt helyez a „magyar származású Nobel-díjasok”-ra, de nem árulja el, hogy a MTESZ milyen szerepet játszott ezeknek a kiváló férfiaknak a Nobel-díjhoz való juttatásában. Végül ad egy „tudósnévsort”, amely Nagy Lajos királyunk korától napjainkig számtalan jeles nevet sorol fel, csak az a kár, hogy az már nem derül ki belőle, hogy milyen alapon és kit tartunk „tudós”-nak. Így nem tudjuk meg, hogy például TELLER Edét miért kellett kihagyni e jeles emberek sorából.

Bemutatja a könyv a gyémántjubiléum évében a MTESZ állományában lévő névsorát is. Bevallom, engem az öt oldalas névsor a népköztársaság személyzeti politikájára emlékeztetett. Egy sok kíméletlen kényszerleépítést megért kutatóban óhatatlanul felmerül a kérdés, hogy egy gyakorlatilag feladat nélkül maradt, folyamatos csöddel küszködő szervezet ezt hogy engedheti meg magának?

Még egyszer elnézést kérve a fenti eszmefuttatásért, a következőkben megpróbálom tényszerűbben folytatni.

Két fontos rendezvényrel ünnepelte a Szövetség saját alapításának 60. évfordulóját.

Az első május 8-án volt a MTESZ Kossuth téri székházában, ez a volt a szervezet gyémántjubiléumi ünnepi ülése. Az ülést az „ALKOTÓ MAGYAROK” című kiállítás megnyitása vezette be a Kossuth téri székház földszintjén. A kiállítást dr. GORDOS Géza MTESZ-elnök nyitotta meg. Ugyancsak ő nyitotta meg magát az ünnepi ülést is. Az ülésen köszöntők és előadások hangzottak el, majd átadták a 2008. évi MTESZ-kitüntetések. Az ülés fogadással zárult.

A második jelentős esemény a Magyar Műszaki Értelmiség Napja volt, amelyet idén rendeztek meg másodszer és most május 10-én a Parlamentben a MTESZ rendezte. A napi sajtó erről tájékoztatót.

Bodoky Tamás

MEA CULPA, MEA MAXIMA CULPA ...

De szép is lenne, ha Egyesületünk 4 millió forinttal támogathatná a Magyar Geofizikusokért Alapítványt!

Ezt írtuk ugyanis a 2008. április 25-i közgyűlésről szóló beszámolónkban, a 2008. évi 1. szám 10. oldalán található táblázat 4. sorában. A szám *majdnem* tökéletes, csak egyetlen nulla az eltérés. A végén. *A helyes érték tehát 400 000 Ft.*

És hogy a dolog még szebb legyen, ugyanebben a beszámolóban megtalálható az MGE közhasznúsági jelentése — itt a 9. oldal bal oldali hasábjában, a Kimutatás a

cél szerinti juttatásokról fejezetben a Magyar Geofizikusokért Alapítvány támogatására 420 000 Ft szerepel!

Szóval a pontos összeg nem 4 millió és nem 420 ezer, hanem *400 ezer forint!*

Függetlenül attól, hogy melyik szám milyen forrásból származott, az ellentmondást a szerkesztőnek észre kellett volna venni. De nem vette észre, és ezért elnézést kér.

*Tóth Lajos
szerkesztő*

PELTONIEMI BUDAPESTEN

2008. június 20-án Markku PELTONIEMI professzor átutazóban Budapesten HEGYBÍRÓ Zsuzsanna alelnöktől átvette a Tiszteleti tagságról szóló oklevelet. Ezután Miskolcon az egyetem díszdoktorává avatták.

Hegybíró Zsuzsanna



TÁJÉKOZTATÓ A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE JAVÁRA FELAJÁNLOTT 1%-OK FELHASZNÁLÁSÁRÓL

A Magyar Geofizikusok Egyesülete köszönetet mond mindazoknak, akik 2006. évi személyi jövedelemadójuk 1%-át egyesületi céljaink támogatására ajánlották fel.

Tájékoztatjuk a Tisztelt Olvasót, hogy a 2007. évi APEH-értesítés alapján beérkezett teljes összeget, 412 434 Ft-ot, azaz Négyszáztizenkettőezer-négyszázharmincnégy forintot az Ifjúsági Ankét jutalmazottjainak díjazására fordítottuk.

Egyesületünk köszönettel fogad minden, a törvények által szabályozott támogatást a jövőben is.

Adószámunk: 19815778-2-41.

Gombár László
elnök

Keressük a Hopkinson-hatást, azaz a Curie-hőmérséklet közelében történő jelentős szuszceptibilitás-növekedést a Pannon-medencében¹

ÁDÁM ANTAL²

Az utóbbi időben KISS, SZARKA, PRÁCSEK [pl. 2005a, b] felvetette annak lehetőségét, hogy a Hopkinson-hatásra alakult ki néhány jelentős mágneses anomália a Pannon-medence földkérgében a Curie-hőmérséklet közelében. A szerző e megállapítás valószínűségének vizsgálatára geometriailag — gravitációs, mágneses és szeizmikus módszerrel — „viszonylag jól” meghatározott bazális intrúziót/bazaltos alsó kéreg kiemelkedést választott a Békési-medencében. A Hopkinson-hatásra az itteni mágneses anomáliára nézve független szerzők által végzett szuszceptibilitás meghatározásokból próbált következtetni. Mivel következtetései a bizonytalan tényezők miatt csak alternatív jellegűek, az érdekelteket további vizsgálatokra szeretné ösztönözni (vitacikk).

A. ÁDÁM: Looking for the Hopkinson effect, i.e. the significant susceptibility increase near Curie temperature in the Pannonian basin

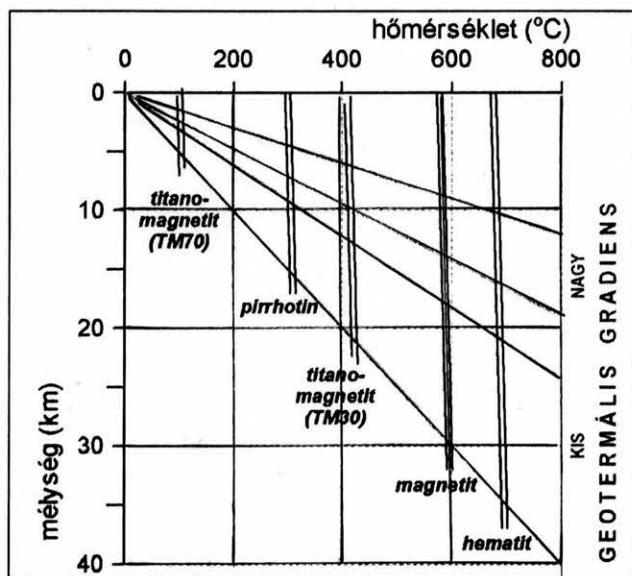
Recently KISS, SZARKA, PRÁCSEK [e.g. 2005a, b] raised the issue that greater magnetic anomalies in the crust of the Pannonian basin could have been generated by the Hopkinson effect near the Curie temperature. The author — to study the probability of this issue — has chosen an elevation of the basaltic lower crust/an intrusion in the Békési subbasin. Geometry of these structures have been relatively well determined by magnetic gravity and seismic measurements. Conclusions concerning the Hopkinson effect in the magnetic anomalies have been drawn from the susceptibility determinations of independent authors. Only alternative approximations of the effect could have been formulated which urges to further investigation of the problem (and discussion).

1. KISS János, SZARKA László és PRÁCSEK Ernő több tanulmányában [KISS, SZARKA, PRÁCSEK 2005a, 2005b; SZARKA et al. 2007] foglalkozott a Curie-hőmérséklet közelében mért mágneses szuszceptibilitás (κ) növekedés — az ún. Hopkinson-hatás [HOPKINSON 1889] — várható, földtani/geofizikai adatokban való megnyilvánulásával, különös tekintettel a magnetotellurikus módszerrel kimutatott elektromos ellenállás-anomáliák értelmezésére. A hazai szaktársadalom számára elsősorban a Magyar Geofizika 2005. évi (46. évf.) 3. számában megjelent cikkükre hívjuk fel a figyelmet. Ebben közölt 2. ábrájuk különböző ásványok esetében mutatja a Curie-hőmérséklet várható mélységét a terület geotermikus viszonyainak függvényében. (Átvettük 1. ábraként.)

Az ásványokon — így a pirrotinon ($\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$) végzett kísérlet eredményéről a fenti szerzők KONTNY et al. [2000] tanulmányára hivatkoznak. Mellette DUNLOP [1974] hematiton végzett kísérleteit kell megemlíteni, aki hematit esetében 20-szoros növekedést tapasztalt, továbbá JELENSKA [1979] eredményét maghematit oxidálódott magnetit esetében. (Ez utóbbira visszatérünk.)

Ha hazai — Pannon-medencebeli — Hopkinson-hatásokat keresünk, a fenti tanulmányok két fontos adatát kell figyelembe vennünk. Nagyobb szuszceptibilitás-növekedést a magnetit esetében várhatunk. Így a szerzők szerint a 2% magnetitet tartalmazó bazaltnál a μ_r értéke $(1+\kappa)$ 100-szoros Hopkinson-hatás esetében 1,08-ról 9-re nőhet. Ebben a megállapításban két bizonytalansági tényező van: a magnetittartalom és a Hopkinson-hatás mértéke.

A magnetit esetében a Curie-hőmérséklet $\sim 578^\circ\text{C}$, a fenti szerzők által feltételezett Pannon-medencebeli 0,041–0,066 $^\circ\text{C}/\text{m}$ -es geotermikus gradiens alapján 9–14 km-ben



1. ábra. A Curie-hőmérséklet és a Curie-mélység kapcsolata a geotermikus gradiens alapján különböző mágneses ásványok esetében [KISS, SZARKA, PRÁCSEK 2005b]. A „nagy gradiens” a Pannon-medence geotermikus viszonyait közelíti

Fig. 1. Connection between the Curie temperature and Curie depth — based on the geothermal gradient — for the main magnetic minerals [KISS, SZARKA, PRÁCSEK 2005b]. The great geothermal gradient approximates the geothermal relations in the Pannonian basin

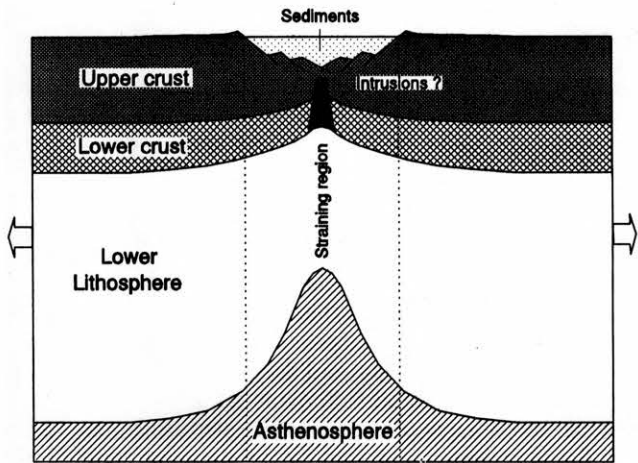
¹ Beérkezett: 2008. április 8-án

² MTA Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézet,

Sopron, Csatkai E. u. 6–8., e-mail: adam@ggki.hu

várható. Ehhez hasonló hőmérsékletbecslést találunk pl. POSGAY et al. [2006]-nál. KOVÁCSVÖLGYI [1995] 16 km-re teszi a magnetitnél a Curie-hőmérsékletet, NEMESI, STOMFAI [1992] pedig 20–21 km-re közös gravitációs és mágneses modellezés alapján. Természetesen a geotermikus gradiens értékéről nincsenek pontos információink, és ez a mi vizsgálódásunkban is komoly zavaró tényező!

2. Kérdés, van-e olyan geometriailag, elsősorban mélységében jól meghatározott mágneses anomália, amelyen a Hopkinson-hatás megfigyelhető? Erre kínálkozik a Békési-árokban észlelt nagy sűrűségű mágneses intrúzió (2. ábra), amelyet mind gravitációs, mind mágneses hatásában részletesen tanulmányoztak. Így pl. BIELIK [1988], NEMESI, STOMFAI [1992], KOVÁCSVÖLGYI [1994, 1995], továbbá ÁDÁM, BIELIK [1998] cikkeire hivatkozhatunk. Az üledékhatástól mentesített gravitációs anomália alapján az intrúzió mélységét NEMESI, STOMFAI [1992] 15 km mélységben adja meg. Megállapításuk szerint a köpenyanyag (nem asztenoszféra!) sűrűsége $3,25 \text{ t/m}^3$ és 30 km mélységből emelkedik fel.



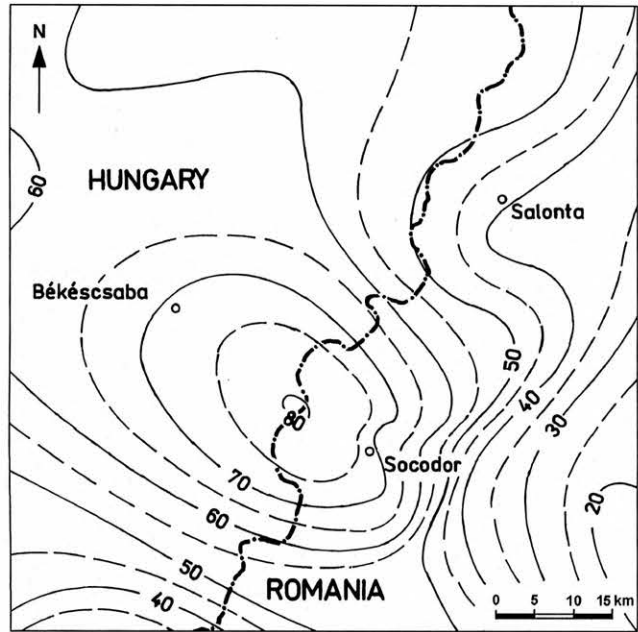
2. ábra. A kontinentális extenziós tektonika keskeny rift modellje a Pannon-medencében (BOTT [1982] alapján ÁDÁM, BIELIK [1998] által módosítva)

Fig. 2. Scheme of a narrow rift mode of continental extensional tectonics for the Pannonian basin (modified after BOTT [1982] by ÁDÁM, BIELIK [1998])

A gravitációs anomáliával kapcsolatban még idézzük ÁDÁM, BIELIK [1998] megállapítását¹: „To improve the fit between the observed and calculated local gravity high over the Békés basin we have to assume a striking high density anomalous body (density contrast $+0.30 \text{ gcm}^{-3} = 300 \text{ kgm}^{-3}$). It is located within the lower-crust when its apical part reaches a depth of 10–15 km.” ÁDÁM, BIELIK [1998] tanulmányából átvesszük az intrúzió gravitációs hatását bemutató ábrát (3. ábra), azaz az eredeti cikkből a 14. ábrát. NEMESI, STOMFAI [1992] modellszámítási ábráit a 4. és 5. ábránkon mutatjuk. KOVÁCSVÖLGYI [1995] a PGT1 és PGT4 szeizmikus kéregszelelvényekből indul ki [POSGAY et

¹ Annak érdekében, hogy javítsuk a mért és számított helyi nagy gravitációs érték közötti egyezést a Békési-medencében, fel kell tételeznünk egy igen nagy sűrűségű anomális testet (sűrűségkontrasztja $+0,30 \text{ gcm}^{-3}$). Ez az alsó kéregben van, amelynek a teteje eléri a 10–15 km-t.

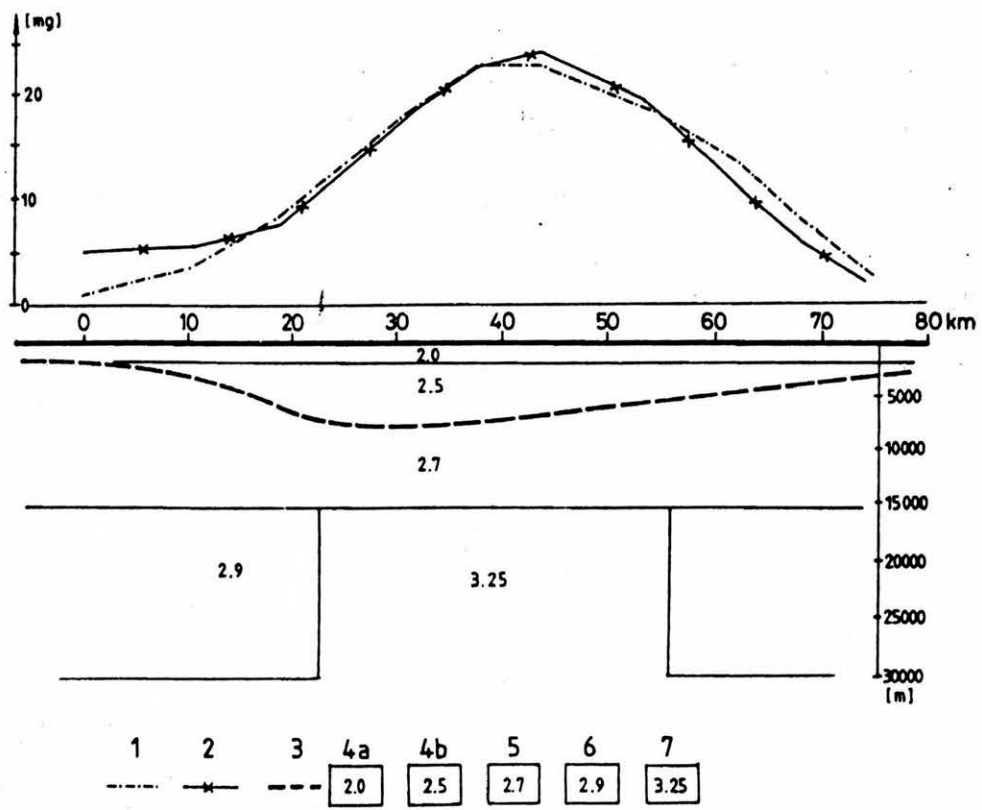
al. 1992, 1995] és megállapítja: „Tehát a medencehatástól mentes gravitációs anomália hatójának a szeizmikus mérésből megismert mélyszerkezeti elemek (alsó kéreg, köpeny) kiemelkedése tekinthető.” (L. KOVÁCSVÖLGYI [1995] 6. ábráját!) A különböző szerzők számításai tehát 5–10 km-en belül vannak összhangban. Összehasonlítva KISS et al. [2005a, b] magnetitre megadott Curie-mélységét a békési nagy sűrűségű bázikus intrúzió, illetve KOVÁCSVÖLGYI [1995] értelmezése szerint a bázikus (bazaltos) alsó kéreg kiemelkedésének mélységével megállapíthatjuk, hogy a mélységértékek jól közelítik egymást, tehát várható, hogy az intrúzió testében lejátszódik a Hopkinson-féle szuszceptibilitás-növekedés.



3. ábra. Bouguer gravitációs térkép a Békési-medencében az üledékhatással korrigálva [ÁDÁM, BIELIK 1998]
Fig. 3. Bouguer gravity map corrected by the gravity effect of the sediment of the Békés basin [ÁDÁM, BIELIK 1998]

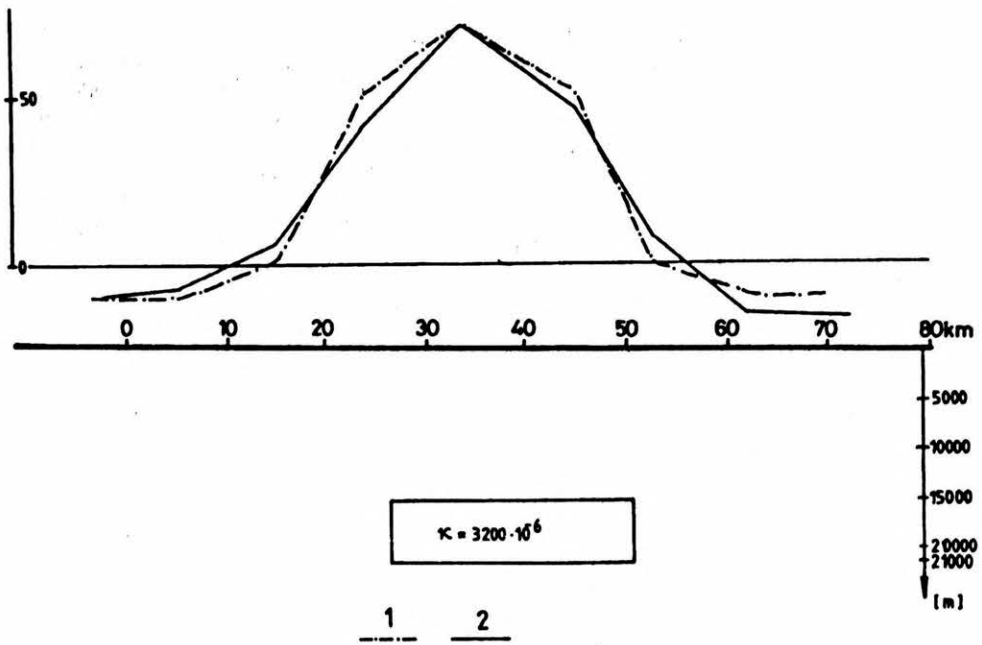
3. Vizsgáljuk meg tehát ezek után a mágneses anomáliára levezetett szuszceptibilitás értékeket. NEMESI, STOMFAI [1992] közös inverziót végzett a gravitációs és mágneses testre vonatkozóan. Idézzük: „Az asztenoszféra (téves!) sűrűségét $3,25 \text{ t/m}^3$ -nek és szuszceptibilitását $3200 \cdot 10^{-6} \text{ CGS}$ (ez $40\,000 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$, mivel $1 \text{ CGS} = 1/4\pi \text{ SI}$) véve addig változtattuk a test mélységét, amíg a számított Bouguer-anomália és mágneses ΔZ anomális értékek a mért értékekkel ‘kellőképpen’ nem egyeztek.” További megállapításuk: „A mágneses ható felszíne ugyancsak 15 km-ben van, de a ható ilyen mágneses tulajdonságok mellett csak 5–6 km vastag. (L. a szerzők ábráját az 5. ábránkon.) Ez olyasmint is jelent — mint már említettük, — hogy 20–21 km mélységben érjük el a Curie-pontot”. KOVÁCSVÖLGYI [1995] számítása szerint „a regionális mágneses anomália hatója az alsó kéreg azon kiemelt helyzetű része, amely a magnetit Curie-pontjának megfelelő hőmérsékletű szint (16 km) fölé nyúlik.” KOVÁCSVÖLGYI ezen megállapítását a PGT4 szelelvény menti számításaival szemléltettük. (KOVÁCSVÖLGYI 6. ábráját a 6. ábránkon vettük át.) Láthatjuk, hogy az alsó kéreg kiemelkedése 10 km közelében van. Ezt

a testet alulról a 16 km-es szint határolja. KOVÁCSVÖLGYI [1995] $3000 \cdot 10^{-6}$ CGS szuszceptibilitással számolt. (Tévesen cikkében SI egységet írt, de ezt tisztáztuk STOMFAI programjára hivatkozva, amellyel a számítást CGS-ben végezte.)

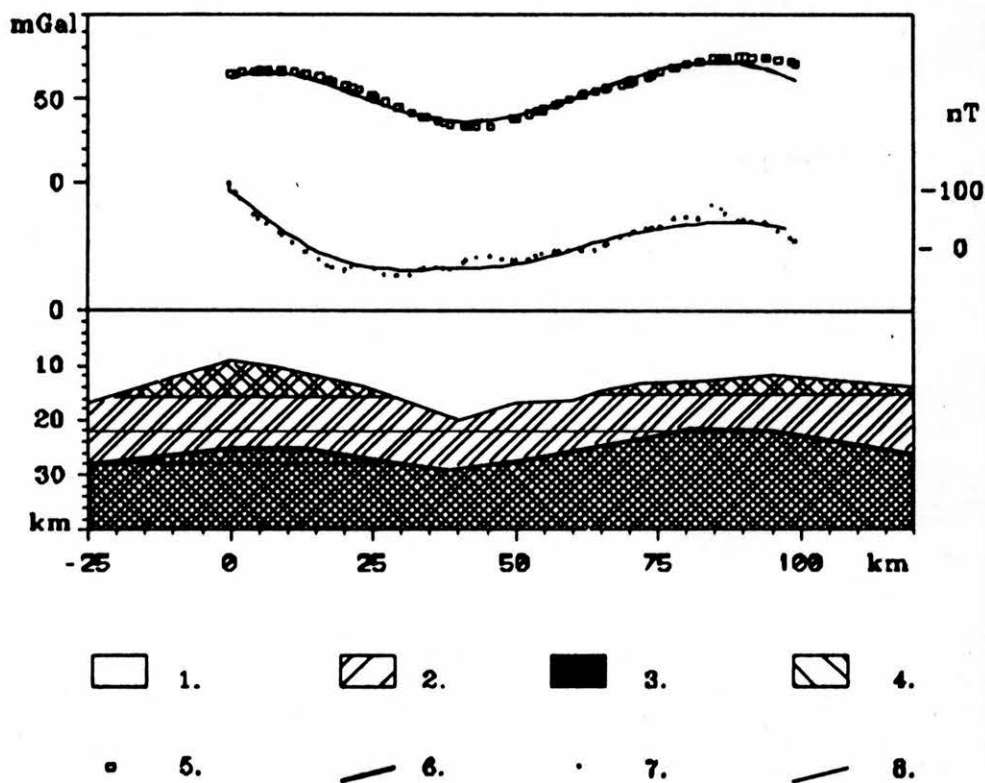


4. ábra. NEMESI, STOMFAI [1992] gravitációs 2D modellje a Békési-medencéről. 1 – a mért érték; 2 – a modellből számított érték; 3 – a harmadkori medence aljzata; 4a, 4b – a neogén összlet felvett sűrűsége; 5 – az aljzat (felső kéreg) felvett sűrűsége; 6 – az alsó kéreg felvett sűrűsége; 7 – a bázikus intrúzió (nem az asztenoszféra!) sűrűsége

Fig. 4. Two-dimensional gravity model calculation. 1 – values observed; 2 – values calculated; 3 – depth of Pre-Tertiary basement; 4a, 4b – set densities for Neogene compounds; 5 – the same for basement (upper crust); 6 – the same for lower crust; 7 – the same for the basic intrusion (not asthenosphere!) [NEMESI, STOMFAI 1992]



5. ábra. NEMESI, STOMFAI [1992] földmágneses 2D modellje. 1 – a mért értékek; 2 – a számított értékek
Fig. 5. 2D magnetic model calculation. 1 – values observed, 2 – values calculated [NEMESI, STOMFAI 1992]



6. ábra. KOVÁCSVÖLGYI [1995] ábrája a PGT-4 szelvény mentén végzett gravitációs és mágneses hatószámítások eredményeivel. 1 – felső kéreg; 2 – alsó kéreg (sűrűség-többlet 300 kg/m^3); 3 – köpeny (sűrűség-többlet 600 kg/m^3); 4 – mágneses ható az alsó kéreg felső részében (suszeptibilitás $3000 \cdot 10^{-6}$ SI egység); 5 – mért, korrigált gravitációs anomália; 6 – számított gravitációs anomália; 7 – mért mágneses anomália; 8 – számított mágneses anomália

Fig. 6. Results of gravity and magnetic modelling along the deep reflection profile PGT-4. 1 – upper crust; 2 – lower crust (excess density is 300 kg/m^3); 3 – mantle (excess density is 600 kg/m^3); 4 – magnetic body within the upper part of the lower crust (susceptibility is $3000 \cdot 10^{-6}$ SI unit); 5 – measured and corrected gravity values; 6 – calculated gravity values; 7 – measured magnetic values; 8 – calculated magnetic values [KOVÁCSVÖLGYI 2005]

4. Kérdés az, hogy a mágneses anomáliát okozó, mintegy 10–15 km mélységben lévő nagysűrűségű bázikus intrúzió/alsó kéreg kiemelkedés környezetéhez képest nagyobb szuszeptibilitása okoz-e valamilyen — a magnetotellurikus (MT) módszerrel leképezhető — látszólagos ellenállás-változást? Több tanulmányban [ÁDÁM et al. 1996; ÁDÁM, BIELIK 1998; VARGA, RÁNER 1990] foglalkoztak a Békési-medencében mért magnetotellurikus adatok értelmezésével, különös tekintettel a bonyolult földtani/geofizikai 2D/3D szerkezet által okozott tértorzulásokkal. A két szélsőérték-szondázási görbe (Rhomax és Rhomin) között jelentős különbségek vannak, amelyek a fázisértékekben is megnyilvánulnak, jelezve, hogy nem lehet a szerkezetet az MT szempontjából egyszerűen 3D szerkezetű „leegyszerűsíteni” (ÁDÁM, KIS 2001). A vastag kisellenállású üledék jelentős torzulásokat okoz. Elsősorban ennek tulajdonítható, hogy a medence legmélyebb részén a Rhomin-értékekből VARGA, RÁNER [1990] és általunk [ÁDÁM et al. 1996] is levezetett jólvezető réteg (asztenoszféra?) látszólag még 17–20 km mélységig is felemelkedik. Kérdés, hogy nincs-e ebben a mágneses szuszeptilitás növekedésének szerepe?

A kérdésre a modellszámítások adhatnak választ. PRÁCSEK Ernő több modellszámítását közölte a bevezetőben említett szerzők, így legutóbb a 2007. évi freiburgi 3D elektromágneses szimpóziumon [SZARKA et al. 2007].

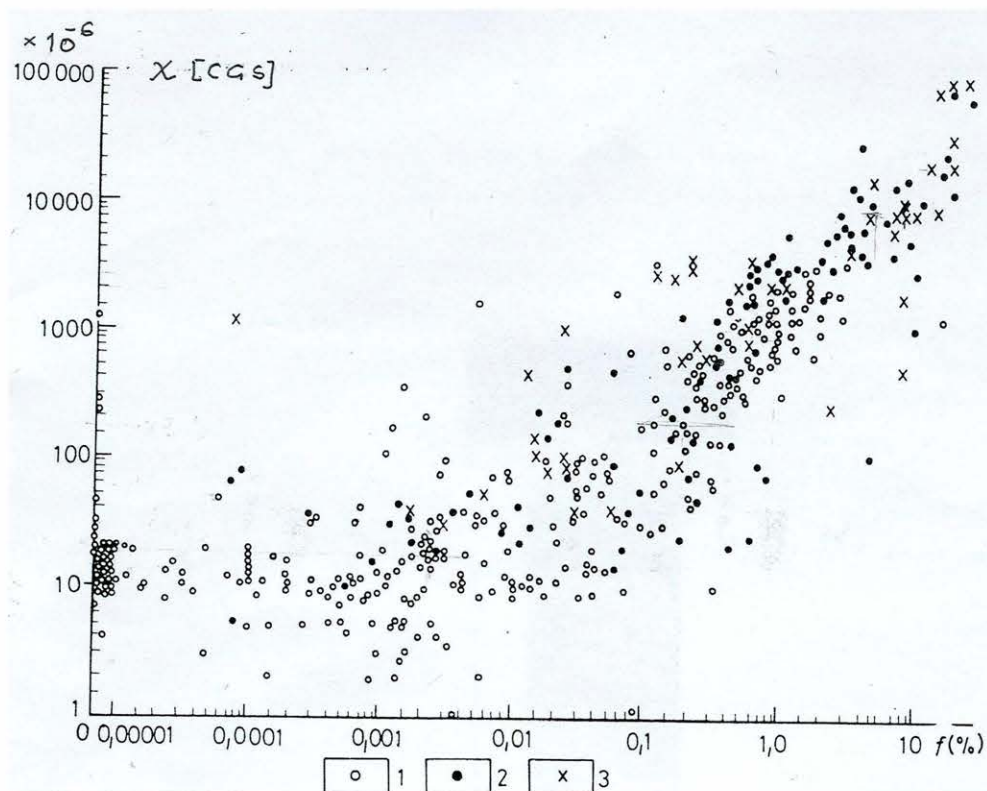
Az itt bemutatott tanulmány szerint mind az 1D, mind a 2D szerkezet H polarizációjában (TM módus) a szuszeptibilitás (így a permeabilitás is) növekedése látszólagos fajlagos ellenállás-növekedést okozott. A szerzők konklúzióját érdemes idézni²: „The effect of the magnetic permeability on MT data in H-polarization is the same as that of the electrical resistivity (reciprocal conductivity) in E-polarization.” E szerzők által is hivatkozott RIJO [2003] „Magnetic static shift ...” c. tanulmányában egy felszíni jólvezető és egyben nagy permeabilitású ($\mu_r = 5$) test magnetotellurikus hatását számította. Ezek szerint a test felett még E-polarizációban is nő a látszólagos fajlagos ellenállás a nagyobb μ_r hatására. Csupán a test peremén kapott az oldalhatással összeolvadó ellenállás-csökkenést. Ez a modell azonban nem képviseli a mélybeni szuszeptibilitás-változások hatását. Erre vonatkozóan a Prácsere-féle számítások az irányadók, amelyek szerint a H-polarizációs Rho értékek nőnek, az E-polarizációs hatás pedig SZARKA et al. [2007] szerint jelentéktelen („insignificant”). Ezért a Békési-medence egyébként is nagy ellenállású bázikus alsó kérgében a mágneses anomália hatását a magnetotellurikus látszólagos fajlagos ellenállás értékekben nem lehet kimutatni.

² A mágneses permeabilitás hatása a magnetotellurikus értékre H-polarizációban ugyanaz, mint az elektromos ellenállás (a vezetőképesség reciproka) az E-polarizációban.

5. Van-e Hopkinson-hatás a Békési-medence intrúziójában?

A NEMESI, SOMFAI [1992] és KOVÁCSVÖLGYI [1995] által egyöntetűen meghatározott szuszceptibilitás értékéből — $3000\text{--}3200 \cdot 10^{-6}$ CGS — indulunk ki. Ez az érték az EGERER, KERTÉSZ [1993] szakkönyve által balra megadott $\sim 160\text{--}8000 \cdot 10^{-6}$ CGS ($2000\text{--}100\,000 \cdot 10^{-6}$ SI) érték tartományába illeszkedik. Ha figyelembe vesszük a

fenti tankönyv az „Intruzív kőzetek mágneses szuszceptibilitásának változása a ferromágneses ásványtartalom (%) növekedésével” c. kísérleti összefüggését DORTMAN alapján (7. ábra), akkor a fenti szerzők által meghatározott szuszceptibilitás érték kb. 1(–2)% magnetittartalomnak felel meg. (A Dortman-féle diagramon a KISS, SZARKA, PRÁCSEK [2005a] által 2%-os magnetittartalomra megadott érték 7–8%-nak felel meg. Ennyi a bizonytalanság.)



7. ábra. Intruzív kőzetek mágneses szuszceptibilitásának változása a ferromágneses ásványtartalom (%) növekedésével EGERER, KERTÉSZ [1993] könyvéből. 1 – granodiorit; 2 – diorit és gabbro; 3 – hiperbázikus kőzetek

Fig. 7. Change of the magnetic susceptibility of the intrusive rocks depending on the content of ferromagnetic minerals in percent (from the book of EGERER, KERTÉSZ [1993].
1 – granodiorite; 2 – diorites and gabbros; 3 – hyperbasic rocks

Kérdés tehát az, hogy a mágneses inverziókkal a békési mágneses anomáliára meghatározott $3000\text{--}3200 \cdot 10^{-6}$ CGS szuszceptibilitás értékben benne van-e a Hopkinson-hatás, figyelembe véve, hogy az értékeket ~ 5 km vastag testre és különböző mélységben lévő Curie-hőmérséklet esetére számították? A paraméterekben lévő bizonytalanság miatt természetesen csak alternatívákat adhatunk meg, amelyeket mint vitaindítót a jövőben tovább kell pontosítani.

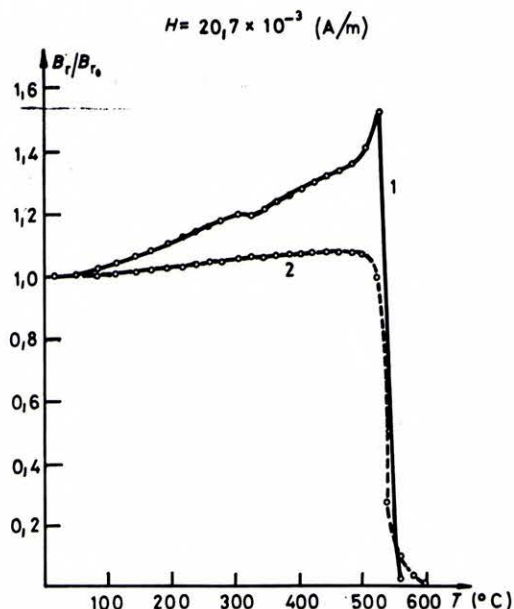
Bevezetőben már említettük, hogy nagyon kevés ásványon végeztek kísérletet és többnyire nagy hőmérsékleti mintavételi sűrűséggel. Megfontolásainkban csak ezekre hivatkozhatunk.

Kezdjük egy „kis” Hopkinson-hatással, amelyet JELENSKA [1979] határozott meg. Amint a JELENSKATÓL — EGERER és KERTÉSZ könyvéből – átvett ábrán (8. ábra) látható, a maghematit oxidálódott magnetit esetében ($H = 0,0207$ A/m mágneses térerősségnél és $58,8$ MPa

nyomáson mérve) a Hopkinson-hatásra mintegy 1,5–1,6-szoros mágnesezettség (B_r/B_{r0}) lépett fel. A hőmérsékleti mintavételi sűrűség kb. 20°C volt. (Bizonyára ez nem kielégítő!) Kétségtelen, hogy a JELENSKA által mért Hopkinson-csúcs mintegy 5–6-szor kisebb nyomás esetére vonatkozik, mint ami 10–15 km mélységnek felel meg, de EGERER és KERTÉSZ 7.9 és 7.10 ábrája szerint a magnetit-monokristály relatív mágneses szuszceptibilitásának változása különböző nyomáson mindössze század nagyságú. Ez pedig a számításainkat gyakorlatilag nem befolyásolja! További problémát jelenthet a kísérlet értékelésénél az, hogy a kísérleti H értéknél a földi normál mágnes tér lényegesen nagyobb.

Mivel a szuszceptibilitás a H értékkel jelentősen csökken, a kérdés megítélése csak további kísérlettel ítéltető meg! E sok észrevétel ellenére megmaradunk JELENSKA eredményénél, amely azonban sürgeti a kísérletek pontosabb megismétlését közetalkotó ferromágneses ásványo-

kon, főként magnetiten.



8. ábra. Relatív mágneszettség (B_r/B_{r0}) változása a hőmérséklet függvényében. Hopkinson-effektus maghemitté oxidálódott magnetit esetében ($H = 0,0207 \text{ A/m}$) JELENSKA [1979] alapján EGERER, KERTÉSZ [1993] könyvéből. 1 – $p = 0,2$ és 2 – $p = 58,8 \text{ MPa}$ egytengelyű nyomásnál

Fig. 8. The change of the relative magnetisation (B_r/B_{r0}) in function of the temperature. Hopkinson effect in case of magnetite oxidized to maghemite ($H = 0.0207 \text{ A/m}$). From the book of EGERER, KERTÉSZ [1993] on the basis of experiment of JELENSKA [1979]. 1 – $p = 0.2$ and 2 – $p = 58.8 \text{ MPa}$ monoaxial pressure

Ezek után néhány következtetés:

1. Ha a bázisos intrúzió (KOVÁCSVÖLGYI értelmezésében a bázikus alsó kéreg kiemelkedése) szuszeptibilitása a Curie-hőmérséklet közelében Hopkinson-hatást szenvedett, és ennek mértéke JELENSKA vizsgálataiból következtetve mintegy 1,6-szoros volt, akkor a kőzet (bazalt) kiinduló szuszeptibilitás értéke $1875\text{--}2000 \cdot 10^{-6} \text{ CGS}$ volt, amely a 7. ábránk szerint 0,6–0,7% magnetittartalomnak felelhet meg. (Statisztikus becslés!) Ez az irodalmi adatok szerint (l. fent) elég kis érték. E megállapítás gyengéje, hogy itt két hatás össze van mosva, mégpedig a vizsgálatba bevont ~5 km vastag bazalt szuszeptibilitása és ezen belül a bizonytalan, de pár száz méternél nem nagyobb (?) rétegben lejátszódó Hopkinson-hatás.

2. A „kis” Jelenska-féle Hopkinson-hatás annyira kis hőmérséklet-tartományban és ennek megfelelően kis rétegben érvényesült az aktív (ferromágneses ásványokat tartalmazó) kőzetben, hogy a szuszeptibilitás-növekedésben nem nyilvánult meg.

3. Elképzelhető, hogy a hatás pl. a ferromágneses ásványok rendszertelen eloszlása (sűrűség) miatt egyáltalán nem érvényesül (?).

4. KISS, SZARKA, PRÁCSER [2005a] szerint elképzelhető, hogy a teljes mágneses anomáliát egyetlen vékony, nagy szuszeptibilitású réteggel (testtel) írjuk le, amelynek szuszeptibilitását a Hopkinson-hatás növelte meg. KISS

ezt a számítást a békési anomáliára is elvégezte (személyes közlés) $3000 \cdot 10^{-6} \text{ CGS}$ szuszeptibilitás helyett 0,1 CGS-sel és 100–300 m vastag testtel, 13 km mélyen felvéve a Curie-hőmérsékletet.

Eltelktve a Curie-hőmérséklet megválasztásának jogosságától, közzétanilag felvetődik a kérdés, hogy mi volt a számításba vett kőzet és annak kiindulási szuszeptibilitása és az irodalomból ismert, az ásványokra vonatkozóan kis Hopkinson-hatások mellett erre a jelentős szuszeptibilitás értékkel jogosan számolt-e. (DUNLOP 20-szoros hatást hematitra kapott, amelynek Curie-hőmérséklete jóval 600°C felett van az 1. ábra szerint is.)

A kérdés tehát a Hopkinson-hatást illetően nyitott. A cikk célja, hogy a kezdeményező szerzők [KISS, SZARKA, PRÁCSER 2005a,b, SZARKA et al. 2007] értékes gondolatainak ellenőrzési lehetőségeit egy viszonylag „ismert” kéreg-anomálián megvizsgálja és rámutasson a bizonytalansági tényezőkre, amelyek tisztázása az OTKA pályázat feladata is lehet és a pontosabb kőzetfizikai vizsgálatokra ösztönöz.

Érdekes lenne az alsó bázikus kéreg más kiemelkedése is tanulmányozni a Hopkinson-hatás lehetőségét. A szerző ugyanakkor Békésben az intrúzió szerepét az ÁDÁM, BIELIK [1998] cikk szellemében mint „keskeny kontinentális rift” megnyilvánulását előnyben részesíti.

Köszönetnyilvánítás

A tanulmány az OTKA 68475 számú projektje keretében készült. Azoknak a kollégáknak, akiknek az ábráit e tanulmányban felhasználtam ezúton mondok köszönetet. Nagyon köszönöm lektoraimnak (KISS János, KOVÁCS Péter) értékes észrevételeit, és különösen a KISS Jánossal mint a téma egyik kezdeményezőjével folytatott igen hasznos eszmecserét.

HIVATKOZÁSOK

- ÁDÁM A., BIELIK M. 1998: The crustal and upper-mantle geophysical signature of narrow continental rifts in the Pannonian Basin. *Geophys. J. Int.* **134**, 157–171
- ÁDÁM A., KIS M. 2001: Phase paradox in the Békés basin and a possibility for its resolution by 2D/3D modelling. *Acta Geod. Geoph. Hung.* **36**, 2, 133–152
- ÁDÁM A., SZARKA L., PRÁCSER E., VARGA G. 1996: Mantle plumes or EM distortions in the Pannonian Basin? (Inversion of the deep magnetotelluric (MT) soundings along the Pannonian Geotraverse). *Geophysical Transactions* **40**, 45–78
- BIELIK M. 1988: Analysis of the stripped gravity map of the Pannonian Basin. *Geol. Zbornik – Geol. Carpathica* **39**, 99–108
- BOTT W. R. 1982: The Interior of the Earth. Its Structure, Constitution and Evolution. Edward Arnold, London
- DUNLOP D. J. 1974: Thermal enhancement of magnetic susceptibility. *J. Geophys.* **40**, 439–451
- EGERER F., KERTÉSZ P. 1993: Bevezetés a kőzetfizikába. Akadémia Kiadó, 423 oldal
- HOPKINSON J. 1889: Magnetic and other physical properties of iron at high temperature. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, Vol. 180, 443–465
- JELENSKA M. 1979: The Hopkinson effect of magnetic and titanomagnetite under uniaxial compression. *Physical Properties*

- of Rocks and Minerals under Extreme p-T Conditions. Akademie Verlag, Berlin, 147–155
- KISS J., SZARKA L., PRÁCSEER E. 2005a: Second-order magnetic phase transition in the Earth. *Geophysical Research Letters* **32**, L 24310, doi: 10.1029/2005GL024199, 1–4
- KISS J., SZARKA L., PRÁCSEER E. 2005b: A Curie-hőmérsékleti fázisátalakulás geofizikai következményei. *Magyar Geofizika* **46**, 3, 102–110
- KONTNY A., DE WALL H., SHARP T. G., POSVAI M. 2000: Mineralogy and magnetic behaviour of pyrrhotite from a 260°C section at the KTB drilling site, Germany. *Am. Mineral* **85**, 1416–1427
- KOVÁCSVÖLGYI S. 1994: A Békési-medence gravitációs és földmágneses anomáliáinak értelmezése az újabb ismeretek tükrében. *Magyar Geofizika* **35**, 2, 90–94
- KOVÁCSVÖLGYI S. 1995: DK-Magyarország gravitációs és földmágneses anomáliáinak értelmezése. *Magyar Geofizika* **36**, 3, 198–202
- NEMESI L., STOMFAI R. 1992: Néhány kiegészítés a Békési-medence aljzatának kutatásához. *Magyar Geofizika* **33**, 2–3, 70–79
- POSGAY K., HEGEDŰS E., TÍMÁR Z., BODOKY T. 1992: Asthenospheric structures: encouraging results of a deep seismic experiment. 5th International Symposium on seismic reflection probing of the continents and margins. Banff, Alberta, Canada, 6–12 September, 1992
- POSGAY K., BODOKY T., HEGEDŰS E., KOVÁCSVÖLGYI S., LENKEY L., SZAFIÁN P., TAKÁCS E., TÍMÁR Z., VARGA G. 1995: Asthenospheric structure beneath a Neogene subbasin in SE Hungary. *Tectonophysics* **252**, 467–484
- POSGAY K., BODOKY T., HAJNAL Z., TÓTH M. T., FANCSIK T., HEGEDŰS E., KOVÁCS A. CS., TAKÁCS E. 2006: Interpretation of subhorizontal crustal reflexions by metamorphic and rheologic effects in the eastern part of the Pannonian Basin. *Geophys. J. Int.* **167**, 187–203
- RÍJO L. 2003: “Magnetic Statics” shift effect on 2-D TE Magnetotelluric Sounding. In: 8th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2003, Rio de Janeiro, v. 1, 1–6
- SZARKA L., FRANKE A., PRÁCSEER E., KISS J. 2007: Hypothetical mid-crustal models of second order magnetic phase transition. 4th International Symposium on the Three-Dimensional Electromagnetics, Freiberg, Germany, September 27–30, 2007, Abstract book, 126–129
- VARGA G., RÁNER G. 1990: Geophysical investigations along basic geological profiles: magnetotelluric measurements along the line EK-2 and the Pannonian Geotraverse. Report of the Eötvös Geophysical Institute in Budapest, Manuscript

A földköpenyben zajló konvekcióról¹

GALSA ATTILA², LENKEY LÁSZLÓ³, SÜLE BÁLINT⁴, HEREIN MÁTYÁS²

A jelen cikkben összefoglalást kívánunk nyújtani a földköpenyben zajló konvekció elméletének fejlődéséről és a jelenleg elfogadott nézetekről úgy, hogy mindeközben bemutatjuk azon fizikai folyamatokat és paramétereket, melyek a konvekció jelenségét érdemben befolyásolják. A cikkben áttekintjük a Rayleigh-számnak, a köpeny viszkozitásának, a hőtermelésnek, az alsó és felső köpeny átmeneti zónájában található fázisátalakulásoknak, a köpeny kémiai heterogenitásának és a geometriának az áramlásra gyakorolt hatásait.

A. GALSA, L. LENKEY, B. SÜLE, M. HEREIN: On the convection in the Earth's mantle

In the present paper we briefly summarize the evolution of the theory of thermal convection in the Earth's mantle. We present the most relevant physical processes and parameters influencing the nature of the convection, such as the Rayleigh number, viscosity of the mantle, heat production and mineralogical phase transitions in the mantle, thermo-chemical convection, and geometry.

1. Bevezetés

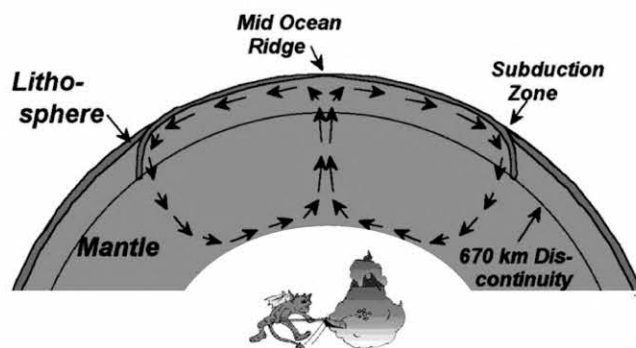
Az emberiséget öntudatra ébredése óta foglalkoztatja azon kérdés, hogy mi az eredete a Föld felszínét oly változatossá tévő hegyláncoknak, medencéknek, vulkáni vonulatoknak, óceánoknak. Minden magára adó természetfilozófusnak megvolt a Föld működéséről alkotott saját képe (ma úgy mondanánk: modellje), s — azon nyilvánvaló természeti tapasztalat ellenére, hogy a földfelszín szilárd — arra a következtetésre jutott, hogy a felszín alatti tartomány folyékony halmazállapotú. Logikai gondolatmenetük alapja, hogy ily komplex morfológiájú és geológiájú képződményeket csak folyadék hozhat létre. Közéjük sorolható LEIBNIZ, aki kiválóan ráérzett a bolygó evolúciójának lényegére. Szerinte a Föld kezdetben folyékony halmazállapotú volt, majd hűlése következtében felszíne fokozatosan megszilárdult, s ezen merev tartomány vastagodása jelenleg is tart [SCHUBERT, TURCOTTE, OLSON 2001]. De NEWTON és LAPLACE is a Föld folyadékszerű viselkedésével magyarázta a forgás következtében létrejövő egyenlítői kidudorodást [Sir NEWTON 1687, LAPLACE 1784].

A századokon keresztül elfogadott elképzelésre az első súlyos csapást G. H. DARWIN [1898] mérte, aki az árapály jelenségeknek a Föld deformációjára gyakorolt hatását vizsgálta. Számításai alapján bolygónk nagy mélységeig nemcsak, hogy szilárd, de „merevebb, mint az acél”. A XX. század első felében bekövetkező „szeizmológiai forradalom” szintén utóbbi álláspontot látszott erősíteni, mely szerint az égitest 2900 km mélységig — a köpeny-mag határig — szilárd, hiszen benne transzverzális hullámok is terjednek.

Ugyanakkor Francis BACON már a XVII. században — amikor viszonylag pontos térképek álltak rendelkezésre — felismerte, hogy Észak- és Dél-Amerika, valamint Afrika

partvidékei milyen jól összeillenek [BACON 1620]. A XIX. században a déli féltekén végzett geológiai térképezések, melyek egyértelmű hasonlóságot mutattak ki az Atlanti-óceán szemközti partvidékein talált kőzetek geológiájában, korában, a fellelt fossziliákban, tovább gyarapították a kontinensek vándorlásában hívő kutatók táborát. Felmerült a kérdés: vajon a kontinensek mindig így helyezkedtek el a földtörténeti múlt folyamán? A kérdés megválaszolására Alfred WEGENER [1915] tett kísérletet kontinensvándorlási elméletének részletes kidolgozásával. Azonban, megfelelő fizikai ismeretek hiányában, nem sikerült olyan mechanizmust felvázolnia, mely a hatalmas méretű és tömegű földrészek mozgatására képes lett volna, ezért elméletét elvetették.

A termikus konvekció jelenségének felismerését Count RUMFORDnak tulajdonítják [BROWN 1957], habár mai elnevezését először PROUT [1834] használta. Lényege, hogy ha egy folyadékot alulról melegítünk, akkor annak sűrűsége a hőtágulás miatt lecsökken, benne felhajtóerő ébred, és felemelkedik (1. ábra). A hideg felszínhez érve



1. ábra. Korai elképzelés a földköpenyben zajló termikus konvekció megvalósulásáról. A hipotézis azt sejteti, hogy a leáramló ágak a szubdukciós zónákban, a feláramlások az óceán-középi hátságok alatt találhatók, és a konvekció egyréteges, azaz a teljes köpenyben zajlik

Fig.1. Early conception of the manifestation of the thermal convection in the Earth's mantle. The hypothesis suggests that the downwellings are found in subduction zones, and the upwellings are located beneath middle ocean ridges. The convection occurs in the whole mantle in a single-layer way

¹ Beérkezett: 2008. április 23-án

² ELTE TTK Földrajz- és Földtudományi Intézet, Geofizika

Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c.

³ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutató-csoport, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c.

⁴ MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet Szeizmológiai Főosztály, H-1112 Budapest, Meredek u. 18.

kénytelen horizontális irányban elmozdulni, miközben lehűl, összehúzódik, sűrűsége megnő, s a benne kialakuló negatív felhajtóerő miatt visszasüllyed. Visszaérve a folyadék aljára kénytelen elmozdulni horizontális irányban a meleg felület mentén, mialatt felmelegszik, kitágul, felemelkedik, s a cirkuláció kezdődik előlről. A termikus konvekciónak a Földre történő adaptációját először W. HOPKINS vetette fel 1839-ben. Habár a konvekció viselkedését laboratóriumi körülmények között először J. THOMPSON [1882] vizsgálta, mégis H. BÉNARD [1900, 1901] nevéhez fűződik a jelenség szisztematikus tanulmányozása, a folyadék viszkozitásának és a folyadékréteg vastagsága hatásának elemzése a kialakuló konvektív cellák méretére és alakjára nézve. Épp BÉNARD kísérletei inspirálták Lord RAYLEIGH-t, hogy analitikai vizsgálatokat végezzen a termikus konvekció megindulásának feltételeiről (Bénard-Rayleigh-instabilitás). Lord RAYLEIGH [1916] megállapította, hogy horizontálisan végtelen rétegben, állandó viszkozitás és izotermikus, feszültségmentes határfeltételek mellett a termikus konvekciót egyetlen paraméter irányítja, a Rayleigh-szám. Ha a rendszerre jellemző érték meghaladja a kritikus Rayleigh-számot, a konvekció megindul, a hőtranszportban a hővezetés (kondukciónak) mellett a hőszállítás (advekciónak) is megjelenik.

Sajnálatos, hogy felismeréseiknek a földköpenyre történő alkalmazása még sokáig váratott magára. Ennek elsődleges oka a fentiekben feltárt ellentmondás, mely szerint a földköpeny szilárd halmazállapotú, ugyanakkor a termikus konvekció jelensége folyadékokban, gázokban tapasztalható. A látszólagos ellentmondást csak az 1950-es években sikerült feloldani a kristályok mechanikai feszültségkülönbség hatására bekövetkező alakváltozásának vizsgálata során. Eszerint a köpeny viszkózus, tehát folyadékszerű viselkedéséért a kristályok diffúziós és diszlokációs folyamásmechanizmusa felelős. GORDON [1965] kimutatta, hogy geológiai időskálán a termikusan aktivált (olvadásponthoz közeli hőmérsékletű) szilárd anyag kis feszültségek hatására is képes folyni. Ezek szerint a földköpeny viszkoelasztikus; minden olyan feszültségre merev testként reagál, melynek karakterisztikus ideje kisebb, mint az úgynevezett Maxwell-féle relaxációs idő (pl. rugalmas hullámok, sajátrezgés, árapály jelenségek):

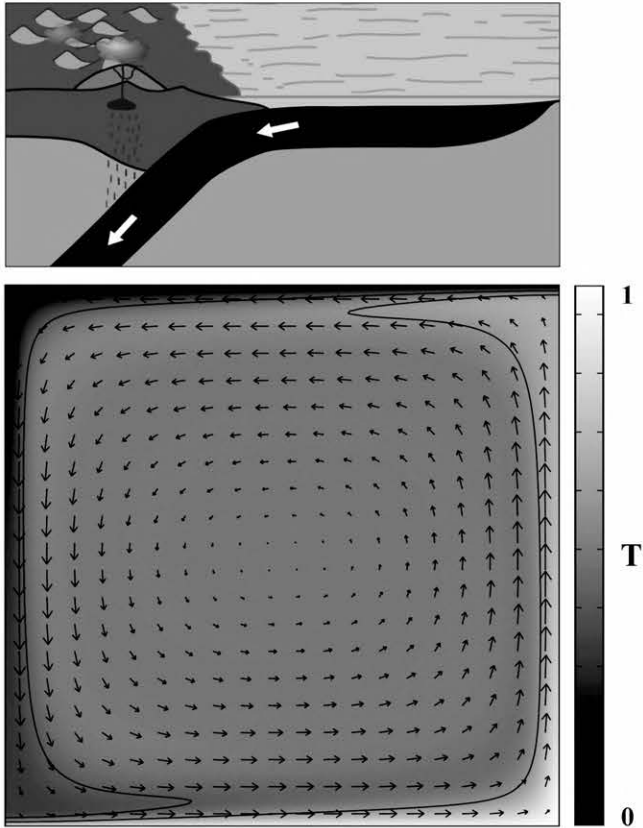
$$\tau_M = \frac{\eta}{\mu} \cong 200 \text{ év} , \tag{1}$$

ahol η a köpeny dinamikai viszkozitása és μ a nyírási modulusa. Míg olyan feszültségekre, melyek karakterisztikus ideje nagyobb, mint τ_M , a köpeny viszkózus, folyadékszerű választ ad (jégkorszak utáni térszínemelkedés, földköpeny-konvekció) [PELTIER 1989].

2. A földköpeny termikus konvekciója

A földköpeny konvekciójáról alkotott elképzelés az elmúlt negyven évben sokat változott. Kezdetben a kétdimenziós numerikus modellek eredményeinek analógiájára [TURCOTTE, OXBURGH 1967] úgy gondolták, hogy a konvekció vízszintes tengelyű, hengerszerű cellákban zajlik (2. ábra). Ezen elképzelés szerint a lefelszerű feláramlás a magas hőárammal és jelentős topográfiával rendelkező óceánközépi hátságok alatt történik, míg a szubdukáló lemezek megfelelnek a leszálló áramlásnak, a kontinensek

vándorlása pedig a köpeny vízszintes áramlásának felszíni megnyilvánulása. A szubdukciós zónában alábukó merev lemezek mélybeli szerkezetét először a kipattanó föld-rengések hipocentrumainak vizsgálatával sikerült kimutatni [WADATI 1935, BENIOFF 1954], melyet néhány évtizeddel később a szeizmikus tomográfia eredményei egyértelműen alátámasztottak [pl. WOODHOUSE, DZIEWONSKI 1984]. A 3. ábra a Pacifikus és a Farallon-lemez szubdukcióját szemlélteti, a sötét színnel jelzett nagyobb szeizmikus sebességű (véltetően hideg, ezért süllyedő) tartományok igen jól korrelálnak a számított hipocentrumokkal. A szubdukáló litoszféalemezek minden valószínűség szerint valóban a földköpeny-konvekció leszálló, hideg ágai. Azonban a szeizmikus tomográfia eredményei szerint az óceánközépi hátság alatti negatív sebességanomália — melyet valószínűleg a magasabb hőmérséklet okoz — sekély, legfeljebb néhány 100 km mélységű [SU, WOODWARD, DZIEWONSKI 1992]. A hátságok felett észlelt kismértékű gravitációs maximumot [SANDWELL, SCHUBERT 1980], valamint a hátságok topográfiáját az óceáni litoszféra

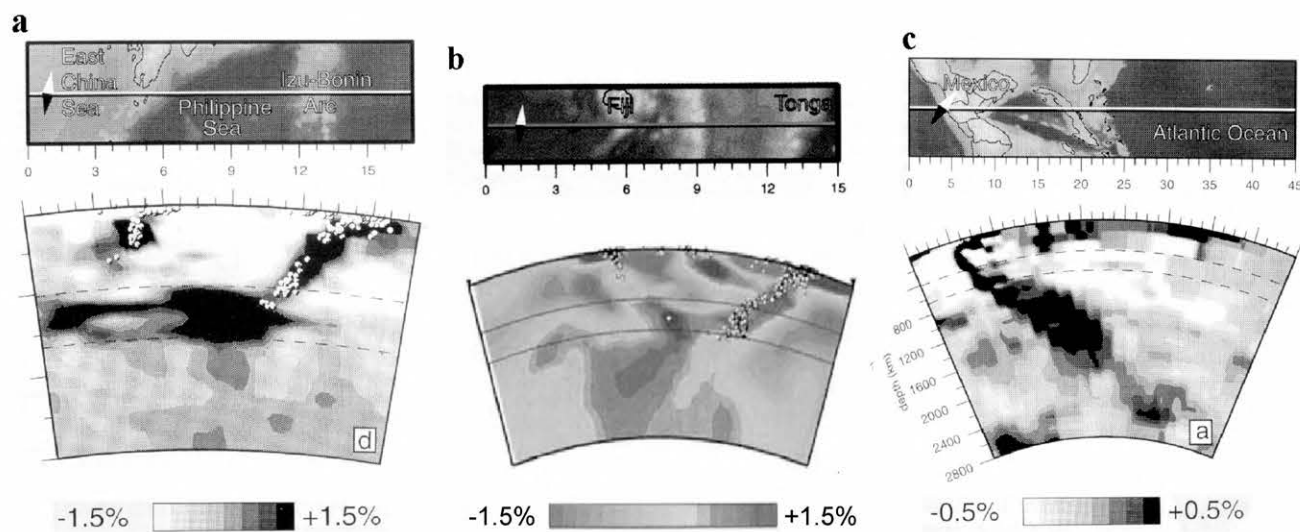


2. ábra. A földköpenyben zajló konvekció kétdimenziós, derékszögű numerikus modellje (alsó ábra), és annak kezdetben feltételezett megvalósulása a felszínen és a köpeny sekély tartományaiban (felső ábra). Az alsó ábra a hőmérséklet-eloszlást mutatja (világos – meleg, sötét – hideg), a folytonos vonal egy meleg és egy hideg izotermát jelöl, a nyílak az áramlás irányát és nagyságát érzékeltetik

Fig. 2. Two-dimensional Cartesian numerical model of the mantle convection (bottom figure) and its manifestation on the surface and in the shallow mantle according to the early conception (upper figure). The bottom figure shows the temperature distribution (light – hot, dark – cold), the solid lines denote a hot and a cold isotherm, arrows indicate the velocity field

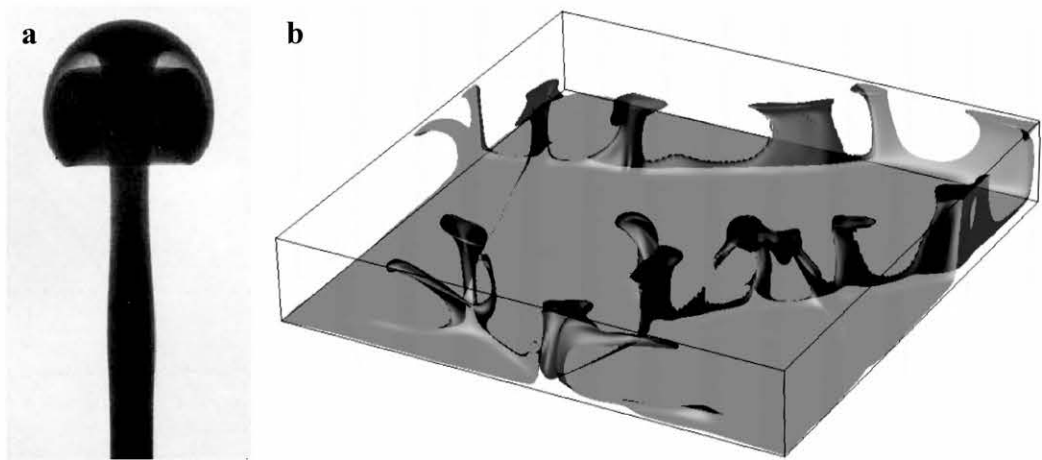
hűlésével és ebből fakadó összehúzódásával lehet magyarázni [JOHNSON, CARLSON 1992]. Ezért mai felfogásunk alapján az óceánközépi hátságok alatt észlelt feláramlások

passzívak, a csökkent viszkozitású asztenoszféra mindössze a divergens lemezszeágelyek között fellépő űrt tölti ki.



3. ábra. Szubdukciós zónákban alábukó óceáni litoszféramezek szeizmikus tomografikus képe. A szeizmikusan gyors, ezért valószínűleg hideg, süllyedő lemezeket sötét szín jelzi. A szelvények elhelyezkedését a felső sor mutatja. A lemezek viselkedése a 660 km mélységű fázishatárnál eltérő: (a) elhajló lemez (Izu–Bonin-szigetív); (b) elhajló, majd áthaladó lemez (Tonga–Fiji-árok); (c) áthaladó lemez (Farallon-lemez) [BIJWAARD, SPAKMAN, ENGBAHL 1998; FUKAO, WIDIYANTORO, OBAYASHI 2001]

Fig. 3. Seismic tomographic sections of subducting oceanic lithospheric plates. The seismically fast, and thus probably cold and downwelling plates are denoted by dark colours. The position of the sections is shown in the upper row. The behaviour of the plates at the depth of 660 km is different: (a) deflecting plate (Izu–Bonin arc); (b) deflecting then penetrating plate (Tonga–Fiji trench); (c) penetrating plate (Farallon plate) [BIJWAARD, SPAKMAN, ENGBAHL 1998; FUKAO, WIDIYANTORO, OBAYASHI 2001]



4. ábra. A superkritikus Rayleigh-szám mellett kifejlődő feláramlások hengerszerű geometriát mutatnak. (a) Laboratóriumi kísérlet [GRIFFITHS, CAMPBELL 1990], (b) numerikus modellszámítás (Rayleigh-szám $5 \cdot 10^5$, állandó viszkozitás, tisztán alsó fűtés)

Fig. 4. Axial geometry of upwellings evolving at supercritical Rayleigh numbers. (a) Laboratory experiment [GRIFFITHS, CAMPBELL 1990], (b) numerical model calculation (Rayleigh number is $5 \cdot 10^5$, constant viscosity, purely bottom heated)

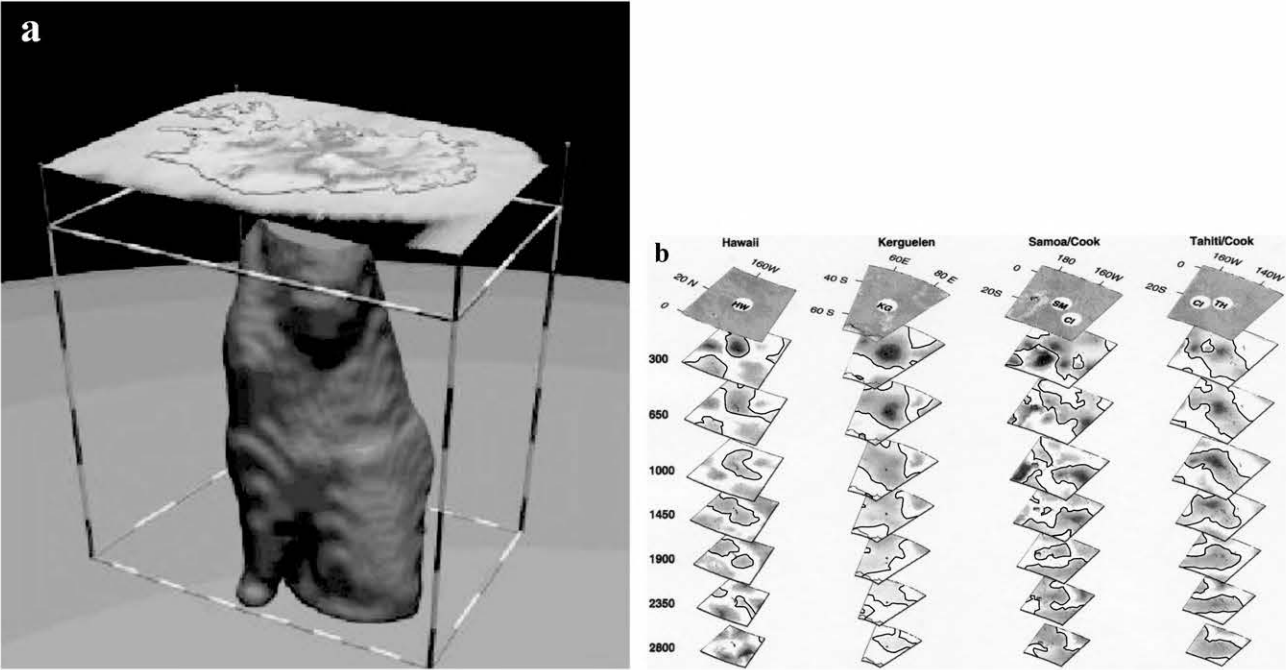
A köpenykonvekció feláramlásait keresve a kutatás a forró foltok (hot spot) felé terelődött. WILSON [1963] a hawaii forró folt létezésének és az ott kezdődő Hawaii–Emperor-hegylánc távolsággal növekvő korának magyarázatát egy mélyről jövő, állandó helyzetű meleg feláramlás és a felette elmozduló Pacifikus óceáni litoszféra kölcsönhatásában látta. MORGAN [1971] már azt feltételezte, hogy a felszíni forró foltok alatt a köpeny mélyebb tartományából hengerszerűen emelkedő meleg anyagáramlatok, úgyneve-

zett köpenyhőoszlopok (mantle plume) találhatók. A laboratóriumi kísérletek [pl. GRIFFITHS, CAMPBELL 1990], majd később a superkritikus Rayleigh-számok mellett végzett háromdimenziós numerikus modellszámítások [pl. TRAVIS, OLSON, SCHUBERT 1990] is alátámasztották, hogy a földköpenyhez hasonló fizikai paraméterekkel rendelkező közegben kialakuló konvekciós áramlás felszálló ágai vertikális tengelyű oszlopokat alkotnak (4. ábra). A forró foltok kiömlési bazaltjainak (ocean island basalts, OIB) geo-

kémiai és izotópos vizsgálata kiderítette, hogy ezen bazaltok nyomelemtartalma és izotóparányai eltérnek a sokkal egységesebb óceánközépi bazaltokétól (middle ocean ridge basalts, MORB). Míg utóbbiak forrástartománya az asztenoszféra, addig előbbiek — legalább részben — a köpeny legmélyebb tartományából származnak [pl. GAST, OLSON, SCHUBERT 1964; HOFMANN 1997].

Eleddig a köpenyhőoszlopok létezésének legközvetlenebb bizonyítékait a szeizmikus tomográfia szolgáltatta. Habár WILSON [1963] és MORGAN [1971] hipotézisét a felszíni forró foltok alatti vékony, axiszimmetrikus meleg anyagáramlatokról még évtizedekig nem sikerült észlelni, az utóbbi bő évtized lényeges áttörést eredményezett ezen a területen is. A szeizmikus tomográfia fejlődésével, „érzékenyebb” módszerek kifejlesztésével egyre több forró folt alatt lehetett kimutatni negatív szeizmikus (véltetően termikus eredetű) anomáliát. Diffrakciós szeizmikus tomográfiával sikerrel követték a Hawaii alatt feltételezett feláram-

lást egészen a köpeny–mag határig [JI, NATAF 1998]. A klasszikus menetidő tomográfia egy negatív hengerszerű sebességanomáliát mutatott ki Izland alatt (5. ábra) [WOLFE et al. 1997; BIJWAARD, SPAKMAN 1999]. Szakítva azzal a közelítéssel, hogy a földrengéshullám sugárútját infinitezimálisan vékonynak tekintik (geometriai szeizmológia) a véges-frekvenciás szeizmikus tomográfia — melynek lényege, hogy a menetidőt a sugárút Fresnel-zónáján belüli sebességeloszlás is befolyásolja — segítségével 32 felszíni forró folt alatt sikerült negatív szeizmikus anomáliát kimutatni [MONTELLI et al. 2004]. Ezen anomáliák forrástartománya részben a köpeny legalsó zónája (pl. Tahiti, Kerguelen, Hawaii), részben ennél lényegesen sekélyebb, 600–1000 km (pl. Eifel, Yellowstone, Kelet-Ausztrália). Ugyanakkor meg kell említeni, hogy mindezek ellenére sem egységesen elfogadott minden kutató körében a köpenyhőoszlop hipotézis [pl. ANDERSON 1998, 2000].



5. ábra. (a) A WOLFE et al. [1997] által feltérképezett negatív szeizmikus anomália Izland alatt 400 km-es mélységig. A háromdimenziós felületen belül a szeizmikus nyíróhullám legalább 2,5%-kal lassabban halad az átlagosnál. (b) MONTELLI et al. [2004] által kimutatott alacsony szeizmikus sebességű zónák (folytonos vonallal körberajzolva) a felszíni forró folttól a köpeny–mag határig

Fig. 5. (a) Negative seismic anomaly beneath Iceland to the depth of 400 km revealed by WOLFE et al. [1997]. Inside the three-dimensional surface the propagation of the seismic shear wave is 2.5% slower than that in its surroundings. (b) Low seismic velocity zones (outlined by continuous line) from the surface hot spots to the core-mantle boundary detected by MONTELLI et al. [2004]

3. Numerikus modellezés

Ahogy a fentiekben látható volt, a földköpeny-konvekció tanulmányozására és a fizikai folyamatok megértésére természetszerűleg több mód is kínálkozik. A közvetlen (tomográfiai, geokémiai) vizsgálatokon túl az analitikai számítások és laboratóriumi kísérletek is alkalmasak lehetnek erre bizonyos szinten. Sajnos a termikus konvekciót leíró egyenletek bonyolultsága miatt (csatolt kontinuitási, Navier–Stokes- és hőtranszport-egyenletekből álló parciális differenciálegyenlet-rendszer) a probléma — a legegyszerűbb esetektől eltekintve — analitikusan kezel-

hetetlen. A laboratóriumi kísérletek jelentős eredményeket mutattak fel a termikus konvekció, vagy az utóbbi években népszerűvé vált termokémiai konvekció megértésében [JELLINEK, MANGA 2004]. Ugyanakkor a módszer egyik tagadhatatlan korlátja, hogy sok esetben a vizsgálni kívánt effektus csak nagyon közvetett módon, vagy egyáltalán nem valósítható meg (pl. szferikus geometria, belső hőtermelés, ásványtani fázisátmenet stb.). Mindezek következtében a földköpenyben zajló áramlások tanulmányozására a legsokoldalúbb eszköz a numerikus modellezés, habár az áramlási rendszert befolyásoló összes tényező

együttes kezelése még jelenleg is meghaladja a rendelkezésre álló számítástechnikai eszközök képességét.

3.1. A termikus konvekciót leíró egyenletek közelítései

A termikus konvekció jelenségét a tömegmegmaradást kifejező kontinuitási egyenlet, az impulzusmegmaradást leíró Navier–Stokes vektoregyenlet és az energiamegmaradásért felelős hőtranszportegyenlet írja le, melyek derékszögű koordináta-rendszerben a következő alakot öltik:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho u_i) = 0, \quad (2)$$

$$\rho \frac{du_i}{dt} = -2\rho \epsilon_{ijk} (\Omega_j u_k - \Omega_k u_j) + \rho g e_i - \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \quad (3)$$

$$\rho c_p \frac{dT}{dt} - \alpha T \frac{dp}{dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K \frac{\partial T}{\partial x_i} \right) + \Phi + H, \quad (4)$$

ahol ρ , p , T és u_i jelöli a sűrűséget, a nyomást, a hőmérsékletet és a sebességteret; Ω_i , σ_{ij} , Φ és H a forgási szögsebesség, a feszültségtenzor, a viszkózus disszipáció, valamint a belső hőtermelés; g a gravitációs gyorsulás és $e_i = (0,0,1)$ a Föld középpontja felé mutató egységvektor; a termodinamikai paraméterek közül c_p , α és K jelöli az állandó nyomáson vett fajhőt, a hőtágulási tényezőt és a hővezető-képességet; x_i mutatja a térbeli koordinátákat és t az időt; ϵ_{ijk} a Levi–Civita-szimbólum. Az impulzusmegmaradásért felelős (3) egyenlet tagjai balról haladva: inerciaerő, Coriolis-erő, a tömegvonzás, a nyomásgradiens, valamint a viszkózus erő. A (4) hőtranszportegyenlet szerint a hőmérséklet megváltozását az adiabatikus munkavégzés, a hővezetés, a viszkózus disszipáció (súrlódási hő), illetve a belső hőtermelés okozza. Az egyenletrendszer hat ismeretlent tartalmaz (ρ , p , T és u_i ahol utóbbi vektor), így megoldásukhoz az öt egyenletet magában foglaló (2)–(4) egyenletrendszerhez egy anyagi egyenletet is csatolni kell, mely a sűrűség nyomás- és hőmérsékletfüggését hivatott definiálni.

Az általános egyenletek közelítés nélküli kezelése jelenleg még numerikus módszerekkel sem megoldható, így az egyenletrendszer egyszerűsítésére vagyunk szorítva. Mivel a köpeny esetében a Mach-szám (a köpenybeli áramlási sebesség és a rugalmas hullámok terjedési sebességének hányadosa) jóval kisebb mint egy, valamint $\alpha \Delta T \ll 1$ (10^{-2} nagyságrendű, ahol ΔT a konvektáló réteg meleg alsó és hideg felső határa közötti hőmérséklet-különbség), így a sűrűséget időtől és hőmérséklettől függetlennek tekinthetjük, kivéve természetesen a felhajtóerőben, hiszen annak elhanyagolásával a termikus konvekció hajtóerejét szüntetnénk meg. Az így kapott differenciálegyenlet-rendszert *anelasztikus közelítésnek* nevezzük, mely dimenziótlan formában a következő:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} (\rho_r u_i) = 0, \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\rho_r}{Pr} \frac{du_i}{dt} = & -\frac{2\rho_r}{Ek} \epsilon_{ijk} (\Omega_j u_k - \Omega_k u_j) - \\ & - \rho_r Ra \delta T e_i + \frac{Di}{\Gamma} \rho_r \delta p e_i - \frac{\partial \delta p}{\partial x_i} + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \end{aligned} \quad (6)$$

$$\rho_r \frac{dT}{dt} = \nabla^2 T + Di \rho_r e_i u_i T + \frac{Di}{Ra} \Phi + H, \quad (7)$$

ahol a referencia sűrűséggörbe $\rho_r = \rho_r(p)$ csak a nyomásnak függvénye, δT és δp jelöli a hőmérsékletnek, illetve a nyomásnak azok referenciaértékeitől való eltérését, míg a bevezetett Pr , Ek , Ra , Di és Γ dimenziótlan számok a Prandtl-szám, az Ekman-szám, a Rayleigh-szám, a disszipációs szám, valamint a Grüneisen-paraméter. Az egyenletrendszerben szereplő egyes tagok súlyát és elhanyagolhatóságát jól jellemzik a dimenziótlan számok. Mivel a közeg viszkózus és inerciaerejének hányadosát leíró Prandtl-szám, illetve a viszkózus és a Coriolis-erejének hányadosát kifejező Ekman-szám

$$Pr = \frac{\nu}{\kappa} \cong 3 \cdot 10^{23} \quad \text{és} \quad Ek = \frac{\nu}{\Omega_0 d} \cong 5 \cdot 10^8 \quad (8)$$

jóval nagyobb, mint egy, ezért az ezen számokat tartalmazó tagok elhanyagolása a Navier–Stokes-egyenletben lényegében nem csökkenti a közelítés pontosságát. Pr és Ek definíciójában ν a kinematikai viszkozitást, κ a hődiffuzivitást, Ω_0 a Föld forgási szögsebességét jelöli. Az egyszerűbb alakú egyenletek bemutatása végett a termodinamikai paramétereket (α , K , c_p és χ_T izotermikus kompresszibilitás) és a gravitációs gyorsulást állandónak tekintettük, valamint feltételeztük, hogy $c_p = c_V$ (azonos térfogaton vett fajhő). A JARVIS, MCKENZIE [1980] által kidolgozott közelítés numerikusan már kezelhető, ugyanakkor erőteljes számításigénye miatt további egyszerűsítések is lényeges szerephez jutnak.

A Boussinesq-approximáció lényege, hogy a sűrűséget állandónak tekinti, elhanyagolva annak nemcsak hőmérséklet-, hanem nyomásfüggését is (inkompresszibilis, összenyomhatatlan közeg), melynek következtében a dimenziótlan referenciasűrűség $\rho_r = 1$. Az inkompresszibilis közelítés ekvivalens a $Di/\Gamma = 0$ feltétellel (lásd kompresszibilitás (6)-ban, jobb oldal 3. tag), így az egyenletrendszer a következőképpen alakul,

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0, \quad (9)$$

$$0 = -\delta T Ra e_i - \frac{\partial \delta p}{\partial x_i} + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \quad (10)$$

$$\frac{dT}{dt} = \nabla^2 T + Di e_i u_i T + \frac{Di}{Ra} \Phi + H. \quad (11)$$

Az e közelítésekkel kapott egyenletrendszert nevezzük *kiterjesztett Boussinesq-approximációnak*. Mivel a Grüneisen-paraméter értéke a köpenyre hozzávetőlegesen egységnyi, így $Di/\Gamma \cong 0,44$, vagyis a közelítés érvényessége csak marginálisan igaz.

Mindazonáltal, ha a Navier–Stokes-egyenletben elfogadjuk a disszipációs szám elhanyagolását, akkor ezt kiterjeszthetjük a hőtranszportegyenletre is, ahol a Di nagyságrendű adiabatikus munkavégzés és a Di/Ra nagyságrendű viszkózus disszipáció szintén elhagyható:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u_i \frac{\partial T}{\partial x_i} = \nabla^2 T + H. \quad (12)$$

Végül a (9), (10) és (12) redukált egyenletek alkotják a *Boussinesq-approximációt* [CHANDRASEKHAR 1961], ahol

a hőtranszportegyenletben a hőmérséklet teljes deriváltját felbontottuk a parciális és az advekciós tag összegére.

Habár Di elhanyagolása első látásra merésznek tűnhet, a numerikus modellek tanúsága szerint ennek feltételezése legfeljebb néhány százalék erejéig befolyásolja a megoldást. Megállapítható, hogy a konvekció hevességének növekedésével az adiabatikus munkából és a viszkózus súrlódásból származó hő mennyisége ugyan nő, de az advekció és a kondukciónak szerepe a hőtranszportban ennél erőteljesebben növekszik, így a Di nagyságrendű tagok hatása arányaiban csökken [TACKLEY 1996].

3.2. A Rayleigh-szám és a belső hőtermelés hatása

A termikus konvekció jelenségének leírását Boussinesq-approximációval közelítő egyenletrendszerben mindössze két olyan dimenziótlan szám marad, mely befolyásolja az áramlási rendszert: a termikus Rayleigh-szám (Ra) és a dimenziótlan belső hőtermelés (H). Míg előbbi a felhajtóerő és a viszkózus erő nagyságának hányadosa, és a konvekció hevességét mutatja; addig az utóbbi a köpenyben található radioaktív elemek bomlásából származik.

A köpenyre jellemző termodinamikai, transzport- és egyéb paraméterek igen különböző megbízhatósággal ismertek. Míg például a konvektáló réteg vastagsága, vagy a gravitációs gyorsulás értéke nagy megbízhatósággal adott, addig a hődiffúzióban néhány szorzófaktoros eltérés is lehetséges [CSEREPES 1993], sőt a köpeny dinamikus viszkozitását csak nagyságrendileg sejtjük. Mindezeket túl a köpenyre jellemző Rayleigh-szám

$$Ra = \frac{\rho g \alpha \Delta T d^3}{\kappa \eta} \cong 10^7, \quad (13)$$

ahol d és η a konvektáló réteg vastagsága, valamint a köpeny dinamikus viszkozitása. Abban az esetben, ha a Rayleigh-szám meghalad egy, a rendszerre (differenciálegyenlet-rendszerre + határfeltételre + modellgeometriára) jellemző kritikus értéket (kritikus Rayleigh-számot, Ra_{krit}), az áramlás megindul, és a hőtranszport részben konduktív, részben advekcióval történik. Mivel Ra_{krit} általánosan 10^2 – 10^3 nagyságrendbe esik [SCHUBERT, TURCOTTE, OLSON 2001], ezért a földköpeny esetében szuperkritikus Rayleigh-számú konvekciós áramlásról beszélhetünk, ami meglepő módon azt jelenti, hogy a tipikusan néhány cm/év áramlási sebesség ellenére a köpenyben zajló konvekció kaotikus jellegű, de legalábbis erősen időfüggő folyamat.

Ez azt jelenti, hogy amint Ra meghaladja Ra_{krit} értékét (pl. a hőmérséklet-különbség emelése, vagy a viszkozitás csökkenése miatt) a konvekciós áramlás megindul (6.a. ábra), majd ahogy a Rayleigh-szám értéke növekszik az áramlási sebesség nő, a hőtranszportban az advekció egyre nagyobb arányban vesz részt (nő a Péclet-szám). Az advekcióval megnövelt hőtranszport megemeli a felszíni hőáramot, melynek dimenziótlan értéke a Nusselt-szám:

$$Nu = \frac{q_T}{q_{kond}}, \quad (14)$$

a teljes (q_T), illetve a csak hővezetés esetén fennálló (q_{kond}) felszíni hőáram hányadosa (ha $Ra \leq Ra_{krit}$ akkor $Nu = 1$). A konvekció felgyorsulásának másik következménye, hogy a hőmérséklet-változás egyre vékonyabb zónákra, az ún. termikus határrétegekre korlátozódik [GALSA, LENKEY 2007],

míg a konvekciós cella döntő része közel izotermikus (2. ábra).

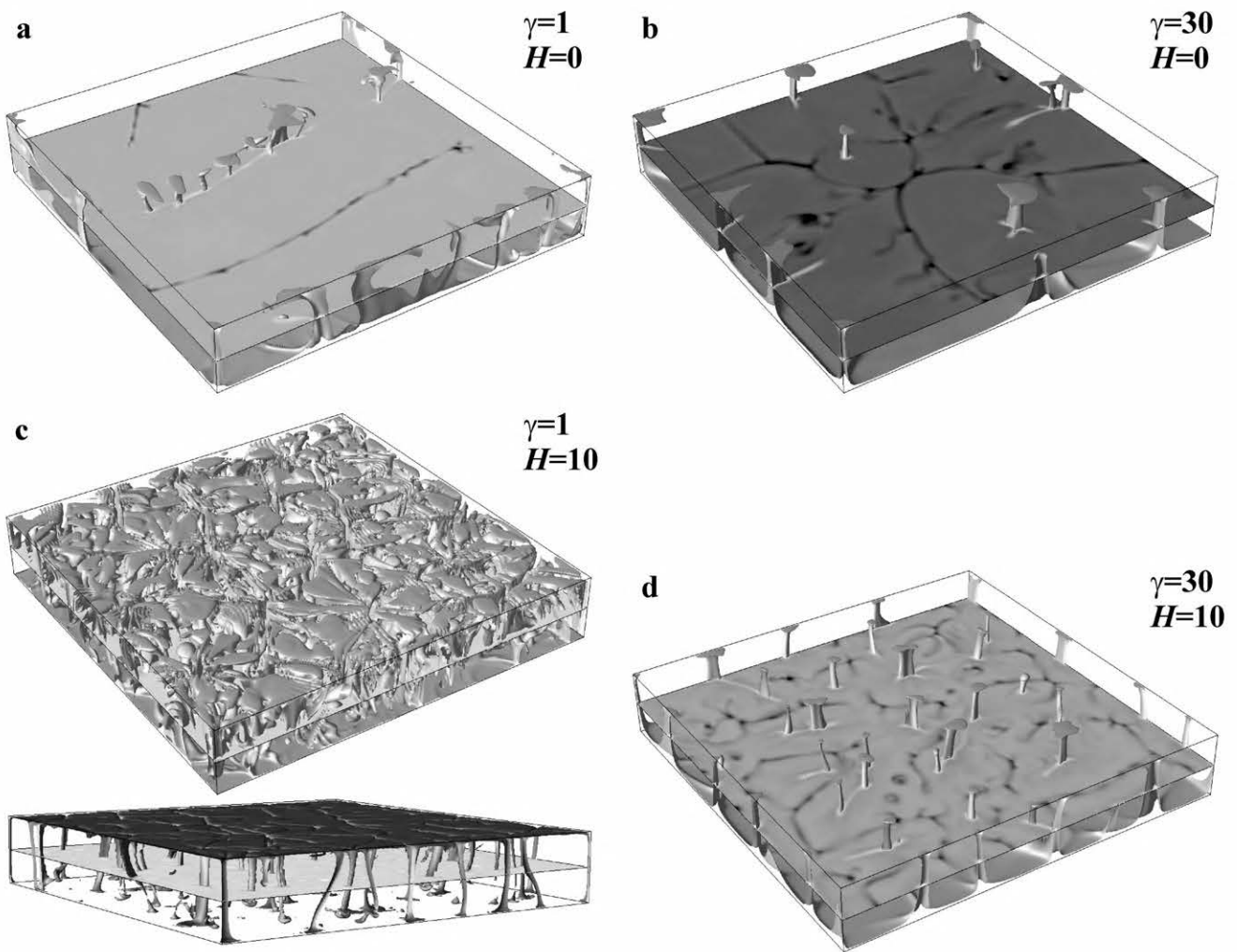
A termikus konvekció szempontjából a fűtési mód alapvető fontosságú, ugyanis lényegesen befolyásolja a kialakuló áramlási képet. Ezért érdemes megkülönböztetni alsó (a magból érkező), illetve belső (köpenybéli) fűtési módokat. A magból érkező hőáram két részből tevődik össze: a mag hűléséből, illetve a belső mag megszilárdulása során felszabaduló hőből [MONNEREAU, QUÉRÉ 2001], habár egyes számítások a magban lévő radioaktív anyagok bomlásából származó kismennyiségű hőáramot is lehetségesnek tartanak [BREUER, SPOHN 1993]. Mivel az egyes becslések szerint a köpeny felszínén kiáramló hő 80–90%-a belső eredetű (a radioaktív bomlás és a köpeny hűlésének következménye), ezért hatásának figyelembevétele legalábbis erősen indokolt.

A csupán alulról — a mag által — fűtött konvekciós rendszerekhez képest a belső hőtermelés felmelegíti a köpenyt, s így az alsó termikus határréteg gyengül (csökken a rajta eső hőmérséklet), míg a felső, hideg határréteg termikus értelemben erőteljesebbé válik [TRAVIS, WEINSTEIN, OLSON 1990]. Ez „kedvez” a lezálló hideg áramlatoknak, azaz növeli negatív felhajtóerejüket, ezzel szemben a jól izolálható meleg feláramlások megszűnnek, lassan emelkedő, diffúz zónákká alakulnak (6.c. ábra). Ennek eredményeképpen a köpenyhőoszlopok felszíni megnyilvánulásai, mint például a topográfia, geoid-, hőáram-anomália, csökkennek [SÜLE 2005].

3.3. A köpeny viszkozitásának hatása

A viszkozitás igen erőteljesen befolyásolja a kialakuló konvekciós rendszert, ugyanakkor az egyik legkevésbé ismert köpenyjellemző. Mélységfüggésének meghatározására már régóta léteznek különböző inverziós eljárások, melyek a nyomás növekedése miatt fellépő 1–2 nagyságrendnyi viszkozitásemelkedést becsülnék az átlagos felső köpeny értéktől az alsó köpenyben tapasztalt maximumig [pl. MITROVICA, FORTE 1997; ČADEK, VAN DEN BERG 1998]. Hatására a mélyebb, nagyobb viszkozitású tartományban lelassul az áramlás, és a tömegmegmaradás kényszere miatt kiszélesedik (6.b. ábra). Az alsó termikus határnál nehézkessé váló hőtranszport egyrészt lecsökkenti a hőáramot, valamint lehűti a cellát. Ezen keresztül erősíti az alsó termikus határréteget, a köpenyoszlopok „szülőhelyét”, ami jól izolálható, hengerszerű feláramlásokat eredményez [GALSA, CSEREPES 2003]. Ez alapján megállapítható, hogy a belső hőtermelés és a mélységgel növekvő viszkozitás kompetitív effektusok, hatásuk lényegében ellentétes [GALSA 2003].

A globális konvekció áramlási képének jellegét elsődlegesen a viszkozitás mélységfüggése dominálja [TACKLEY 1996], ugyanakkor a viszkozitás a hőmérséklettől is függ, ami lokálisan akár több nagyságrenddel is megváltoztathatja annak értékét. Az áramlási cella meleg részeiben (feláramlásokban, illetve az alsó határ környezetében) a viszkozitás lecsökken, mely megkönnyíti a hőtranszportot, és felfűti a konvekciós tartományt. Ennek hatására csökken a hőoszlop és a környező köpenyanyag közötti hőmérséklet-különbség, mely mérsékli a feláramlás okozta felszíni anomáliát [SÜLE 2006]. Ebből a szempontból a mélység- és a hőmérséklet-függő viszkozitás hatása ellentétes, bár az ellentét nem oly szemléletes, mint a mélységfüggő viszkozitás és a belső hőtermelés esetében.



6. ábra. Numerikus modelleredmények hőmérséklet-eloszlásának pillanatképei $Ra = 10^7$ értéknél. A doboz félmélységében a hőmérséklettér horizontális metszete látható, a feláramlásokat egy meleg izotermafelület mutatja. (a) Állandó viszkozitás, $H = 0$; (b) a viszkozitás a modelldoboz tetejétől aljáig exponenciálisan 30-szorosára növekszik ($\gamma = 30$), $H = 0$; (c) állandó viszkozitás, $H = 10$; (d) $\gamma = 30$, $H = 10$. A horizontális metszetek hőmérséklet-skálája megegyezik a 2. ábrával, az izotermikus felületek hőmérséklete: (a) $T = 0,70$; (b) $T = 0,52$; (c) $T = 0,675$ és $0,44$ (lenn); (d) $T = 0,61$

Fig. 6. Snapshots of the temperature distribution obtained from numerical simulations at Rayleigh number of 10^7 . A horizontal section of the temperature field is shown in the midplane, the upwellings are displayed by a surface of hot temperature.

(a) Constant viscosity, $H = 0$; (b) viscosity increasing exponentially from the top to the bottom of the box by a factor of 30 ($\gamma = 30$), $H = 0$; (c) constant viscosity, $H = 10$; (d) $\gamma = 30$, $H = 10$. The temperature scale is the same as in Fig. 2, the temperature of the isothermal surfaces: (a) $T = 0.70$; (b) $T = 0.52$; (c) $T = 0.675$ and 0.44 (bottom); (d) $T = 0.61$

Ezen fejezetben kell még megemlítenünk, hogy a modellszámítások zöme a köpenyt newtoni reológijának tekinti, mely szerint a köpenyanyagban ébredő feszültség egyenesen arányos a deformációval. Ez csak részben igaz, hiszen míg a folyadékszerű viselkedésért felelős diffúziós folyás (Herring–Nabarro-, Coble-folyás) newtoninak tekinthető, a köpenyben szintúgy jelen lévő diszlokációs folyás már közel sem [TSENN, CARTER 1987]. Ha a nem folyadékszerű viselkedést mutató litoszféralemezeket is szeretnénk csatolni a köpenykonvekciós modellekhez, a probléma még bonyolultabbá válik (l. 3.7. rész).

3.4. A geometria hatása

A kezdeti modellszámítások [pl. MCKENZIE, ROBERTS, WEISS 1974] az akkori számítástechnikai lehetőségeknek megfelelően kétdimenziós derékszögű tartományon készül-

tek. Megkérdőjelezhetetlen eredményeik mellett (pl. termikus határréteg-elmélet [TURCOTTE, OXBURGH 1967]) mesterségesen korlátozták a kialakuló áramlási szerkezetet kétdimenziósra, ezáltal egy horizontális tengelyű hengeráramlást sejtetve a köpenyben, szem előtt rejtve a magas Rayleigh-számoknál kialakuló hőoszlop-formát.

Elkerülve a tetemes processzoridőt és memóriát igénylő teljes háromdimenziós számításokat, napjainkban is szívesen alkalmaznak egy-egy adott probléma gyors és kvantitatív tanulmányozására kétdimenziós derékszögű, axiális, vagy szferikus koordináta-rendszereket (vagy ezek kombinációját), attól függően, hogy a vizsgált problémának milyen szimmetriája fedti le legjobban a valóságot [pl. MITTELSTAEDT, TACKLEY 2006]. A különböző geometriájú és szimmetriájú modelltartományokon kifejlődő áramlási szerkezetek és azok mennyiségi jellemzői (hőáram, sebes-

ség, hőmérséklet) jól tükrözik az áramlási rendszer sajátosságait, például a le- és feláramlások felületének arányát [HEREIN 2007], vagy az alsó és felső határfelület arányát.

Mindezeken túlmutatnak a derékszögű téglalast [pl. CSEREPES, RABINOWICZ, ROSEMBERG-BOROT 1988; Galsa, CSEREPES 2003] és gömbhéj [pl. TACKLEY et al. 1994; BUNGE, RICHARDS, BAUMGARDNER 1997] tartományon végzett numerikus szimulációk, melyek elsősorban a köpeny globális termikus konvekciójának tanulmányozására szolgálnak. A több konvekciós cella kialakulására lehetőséget adó nagyméretű tartományon végzett háromdimenziós vizsgálatnál a határfeltételek hatása gyengébb, kevésbé uralja a modelltartomány belsejében lezajló folyamatokat. Előnye, hogy az így kapott áramlási szerkezetek, s azok időbeli változékonysága, a számított felszíni, vagy mélységi jellemzők nagyobb hasonlóságot mutathatnak a megfigyelt értékekkel, ugyanakkor nem stacionárius jellegük miatt az egyes cellák, fel- és leáramlások nyomon követése nem egyszerű feladat.

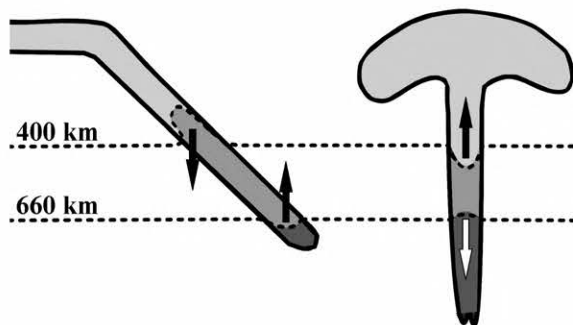
3.5. Az ásványtani fázisátmenetek hatása

A szeizmológia már az 1930-as években ismerte a földköpenynek azon átmeneti tartományát (400–1000 km), ahol a rugalmas hullámok terjedési sebessége hirtelen változik [JEFFREYS 1939]. A szeizmikusan legkönnyebben detektálható két globális határfelület a hozzátétőlegesen 400, illetve 660 km mélységben lévő diszkontinuitás [FLANAGAN, SHEARER 1998; BINA 1991]. Mindkettő a köpeny 60%-át alkotó olivinnek egy szilárd–szilárd ásványtani fázisátmenete. A laboratóriumi kísérletek szerint előbbinél az olivin α spinell szerkezete alakul át a 7–8%-kal tömörebb ásványtani szerkezetű β spinellé hozzátétőlegesen 1700 K hőmérsékleten és 13,5 GPa nyomáson. [AKAOGI, ITO, NAVROTSKY 1989]. Utóbbinál a γ spinell szerkezetű olivin perovszkittá és magneziovüszitté alakul körülbelül 1850 K-en és 23 GPa-on. Az így kialakult ásványok moláris térfogata mintegy 10%-kal kisebb [ITO, TAKAHASHI 1989]. Mivel az 510 km mélység környékén található szeizmikus diszkontinuitásnak [DEUSS, WOODHOUSE 2001], mely valószínűsíthetően a β spinell \rightarrow γ spinell fázisátmenet következménye, nincs kimutatható dinamikai hatása a köpenykonvekcióra, ezért itt nem tárgyaljuk.

A nagynyomású és magas hőmérsékletű laborkísérletek szerint mind a 400, mind a 660 km-es fázisátmenet egy relatíve vékony mélységtartományon belül megy végbe (± 10 km a 400 km-es, ± 5 km a 660 km-es átmenetre). Ezzel magyarázható az éles szeizmikus határ. Azonban lényeges különbség a két fázisátmenet között, hogy míg a sekélyebb exoterm jellegű, addig utóbbi endoterm, azaz a nagyobb sűrűségű fázissá való átalakuláskor hőt von el környezetétől. A fázisátmenetet jellemző Clapeyron-görbe meredeksége $+1,6 - +3$ MPa/K a 400 km-es és $-2 - -5$ MPa/K a 660 km-es átmenetnél [KATSURA, ITO 1989; ITO, TAKAHASHI 1989; ITO et al. 1990; AKAOGI, ITO 1993].

A két fázishatár a köpenykonvekció dinamikáját illetően ellentétes hatással bír. Mivel a 400 km-es fázishatár exoterm, ezért a rajta keresztül áthaladó hideg anyagban (süllyedő lemez) a fázishatár felemelkedik. A litoszférolemezben felemelkedő fázishatár alatt a sűrűbb fázis helyezkedik el, s így a lemezben negatív felhajtóerő lép fel, mely segíti süllyedését (7. ábra). Ezzel szemben a 660 km-

es endoterm fázishatár a hideg anyagban depressziót szenved, a könnyebb fázis kerül sűrűbb környezetbe, s az így kialakuló felhajtóerő gátolja a lemez további süllyedését [SCHUBERT, YUEN, TURCOTTE 1975]. Könnyen belátható, hogy felemelkedő meleg anyag (köpenyhóoszlop) esetén az ellentétes irányú fázishatár-eltolódás hasonló erőhatást idéz elő. Vagyis a 400 km-es fázishatár elősegíti, míg a 660 km-es határ nehezíti a vertikális anyagtranszportot.



7. ábra. A 400 km-es exoterm és a 660 km-es endoterm fázishatár eltolódása süllyedő hideg lemezben és emelkedő meleg köpenyhóoszlopban. A nyilak a fázishatár eltolódása következtében fellépő felhajtóerő irányát szemléltetik. A forró foltok alatti átmeneti zóna kivékonyodása közvetett bizonyítéka lehet a köpeny mélyebb tartományában eredő feláramlásoknak

Fig. 7. Distortion of the boundaries of the exotherm (400 km) and the endotherm (660 km) phase transition in a sinking cold plate and a rising hot mantle plume. The buoyancy force caused by the distortion of the phase boundaries is illustrated by arrows. The thinning of the transition zone beneath hot spots is likely to be an indirect evidence of upwellings coming from the deep mantle

Mivel az alsó, endoterm fázishatár akadályozza a vertikális anyagáramlást, így a lebukó lemezek egy része a 600–700 km-es mélységtartományban elhajlik (3. ábra). A numerikus modellkísérletek szerint ez a gátló hatás nem, vagy csak egy ideig (a szükséges negatív felhajtóerő összegyűlése) képes ellenállni, majd a fázishatár „átszakadhat” és az ún. „lavinajelenséggel” rövid idő alatt nagy mennyiségű hideg anyag jut át az alsó köpenybe [CSEREPES, YUEN 1997; TACKLEY et al. 1994]. Eközben a 400 km-es exoterm átmenet hideg anyagot „pumpál” a leáramlási zónába. A jelenségnek — a tömegmegmaradás miatt — létezik a feláramló párja is.

A lesüllyedő hideg anyagban a fázishatár-eltolódás miatt kialakuló átmeneti zóna kivastagodás szeizmikusan is detektálható. Az erre irányuló szeizmikus tanulmányok a Pacifikus térségben lebukó lemezeknél a 400 km-es diszkontinuitás 60–70 km-es maximális kiemelkedését, s a 660 km-es határfelület 50 km-es depresszióját tárták fel [COLLIER, HELFFRICH, WOOD 2001].

A fázisátmenetek eltérő jellegének hatása azért lényeges, mivel egy újabb támpontot adhat a kutatott meleg feláramlások közvetett detektálására. A felszíni forró foltok alatt feltételezett mély köpenyáramlatok nyomozása az utóbbi években az átmeneti zóna kivékonyodásának (depresszió a 400 km-es és kiemelkedés a 660 km-es határon) vizsgálata felé kanyarodott. A tanulmányok egymás után tárták fel a Hawaii- [LI et al. 2000], Izland- [SHEN et al. 2002], Galapagos- [HOOFT, TOOMEY, SOLOMON 2003] és Society-forrófoltok [SUETSUGU et al. 2004] alatt az átmeneti zóna néhány 10 km-es kivékonyodását. A diszkontinuitások

detektált torzulásának mértéke a határok ásványtani fázis-átalakulás jellegét erősíti, és nem támogatja a kémiai határ létezésének hipotézisét.

Látni kell, hogy az ásványtani fázishatárok létének és jellegének messzemenő következményei vannak az áramlási rendszerre (teljes vagy kétréteges köpenykonvekció), a szubdukálódnak lemezek lebukási mélységére, a forró foltok alatti hőoszlopok forrástartományára (l. 4. rész).

3.6. Termokémiai konvekció

Az a tény, hogy az óceáni szigetbazaltok (OIB) és az óceánközépi hegységbazaltok (MORB) geokémiai tulajdonságaiban egyértelmű különbség van, felveti a köpeny összetételbeli inhomogenitásának kérdését. Ismert, hogy maguk az OIB minták sem azonosak nyomelem összetételben, illetve izotóparányokban, melynek következtében a hőoszlopok egymástól eltérő kémiai forrástartománnyal jellemezhetők (HIMU, EM-I, EM-II). Ezek fényében a földköpenyben zajló áramlási rendszer csupán termikus eredetű magyarázata félrevezető lehet.

Ha különböző kémiai összetételű (eltérő sűrűségű) anyagok vannak jelen a köpenyben, akkor az áramlási rendszert a kémiai eredetű ($\Delta\rho_c$), illetve a hőtágulás következtében fellépő termikus eredetű sűrűségkülönbség aránya

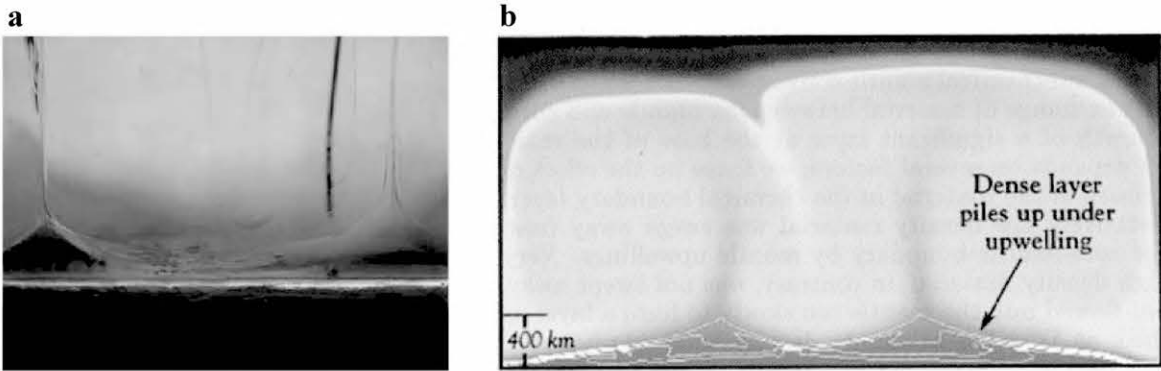
$$B = \frac{\Delta\rho_c}{\rho\alpha\Delta T} \tag{15}$$

erőteljesen befolyásolja. Míg a növekvő kémiai sűrűségkülönbség stabilizálja a rendszert (sűrűbb alul, könnyebb felül), addig a termikus eredetű instabillá teszi. Így B függvényében jelentősen eltérő áramlási szerkezeteket kaphatunk.

A termokémiai konvekció tanulmányozásában elsősorban a laboratóriumi kísérletek, másodsorban a numerikus

modellszámítások számos eredményt hoztak. DAVAILLE, LE BARS, CARBONNE [2003] szisztematikusan vizsgálta B , a kémiai és termikus felhajtóerő hányadosának, illetve a különböző rétegek viszkozitáskontrasztjának hatását az áramlási szerkezetre kétréteges modell esetén. JELLINEK, MANGA [2004] egy alacsony viszkozitású, sűrűbb (alsó) és egy viszkozus, kisebb sűrűségű (felső) kétréteges modellben tanulmányozta a kialakuló feláramlások távolságát, felhajtóerejét, geometriáját. Eredményeik egybevágnak a numerikus szimulációkéval [KELLOGG 1997; MONTAGUE, KELLOGG, MANGA 1998], mely szerint, ha $B \approx 0$, vagyis az áramlást elsősorban a hőtágulás következtében fellépő felhajtóerő táplálja, a kialakuló termikus eredetű áramlási rendszer geológiai időskálán gyorsan homogenizálja a köpenyt. Magas ($B > 10$) felhajtóerő arány mellett a sűrű alsó réteg nem vesz részt az áramlásban, a felső réteg önállóan konvektál. (Elegendően vastag alsó réteg esetén az alsó zónában is megindulhat a konvekció, ekkor az áramlás kétréteges formában, egymástól izoláltan zajlik.)

A legösszetettebb és a köpenyre leginkább valószínűsíthető esetekben ($B = 0,5 - 1$) a kémiai és a termikus felhajtóerő egyaránt befolyásolja a rendszert (8. ábra). A termikus feláramlások alatt a sűrűbb anyag felboltozódik, megfelelő arány esetén kisebb koncentrációban a felszínig emelkedhet, mely magyarázata lehet a különböző geokémiai jellegű OIB mintáknak [HOFMANN 1997]. A felboltozódó sűrűbb anyagú réteg forráshelyeül szolgálhat a felemelkedő termikus, vagy termokémiai köpenyoszlopoknak, s geológiai időskálán is fix helyen tartja őket. Ezen több 100, esetleg 1000 km magas anyagfelboltozódások felszíni nyomait a topográfiában, illetve a tomografikus képekben kimutatottnak vélik a Dél-pacifikumi, illetve Dél-afrikai szuper-köpenyoszlopok (super plume, megaplume) esetében [TACKLEY 2000a].



8. ábra. Termokémiai konvekció modellezése (a) laboratóriumban és (b) numerikusan. (a) Jól látható a sötét színnel jelzett sűrűbb réteg felboltozódása, s a belőle eredő hengerszerű feláramlás [JELLINEK, MANGA 2004]. (b) A nagyobb sűrűségű réteg koncentráció-izovonalainak (fehér) kiemelkedése a feláramlások alatt a laboratóriumi kísérlettel megegyező jelenséget mutat, $B = 1$ [KELLOGG 1997]

Fig. 8. Thermo-chemical convection (a) in a laboratory experiment and (b) in a numerical model. (a) The doming of the dark-coloured dense layer, and the axial upwellings rising up from the domes after JELLINEK, MANGA [2004]. (b) The elevation of the concentration isolines of the denser layer (denoted by white lines) beneath upwellings shows a very similar pattern to the laboratory experiment, $B = 1$ [KELLOGG 1997]

3.7. A köpenykonvekció és a lemeztektonika kapcsolata

A cikkben idáig bemutatott modellekben a köpenyhőoszlopokban felszálló anyag a felszínen a hőoszlopoktól radiálisan szétáramlik. Ez az áramlási szerkezet jelentősen

különbözik a litoszféramezeknek a Föld felszínén tapasztalható translációs és rotációs mozgásától. Úgy tűnik, hogy a kétféle mozgás nincs közvetlen kapcsolatban egymással. Például Hawaiiánál a Pacifikus litoszféramez

egyszerűen elsiklik a hőoszlop felett. Ugyanakkor egyértelmű, hogy a lebukó, hideg óceáni litoszféralemezek alkotják a köpenykonvekció leszálló ágait, vagyis a globális lemeztektonika a konvekciós áramlások felszíni megnyilvánulásának tekinthető.

A litoszféralemezek felszíni mozgásának és lebukásának geometriája azért tér el számottevően az eddig tárgyalt modellekben bemutatott áramlási szerkezettől, mert a litoszféralemezek döntően szilárd testként viselkednek, és nem viszkózus anyagként. A köpenykonvekció felső termikus határrétegében, ami nagyjából a litoszférának felel meg, a hőmérséklet jó közelítéssel lineárisan csökken a litoszféra alján feltételezett 1300 °C-ról a felszíni 20 °C-ra (2. és 8. ábra). A viszkozitás exponenciálisan függ a hőmérséklet reciprokától [TSENN, CARTER 1987], ami azt eredményezi, hogy a kőzetek viszkozitása a felszíni hőmérsékleten olyan nagy, hogy Maxwell-relaxációs idejük nagyobb, mint az univerzum kora. Így a kőzetek a felszín közelében minden időskálán szilárdnak tekinthetők.

A litoszféra felső része a rá ható feszültségek hatására a kőzetek törési szilárdságáig rugalmasan deformálódik, majd a törési szilárdságot elérve eltörik, és utána plasztikus deformációt szenved [BYERLEE 1968]. Nagyobb mélységben a hőmérséklet növekedésével a folyási deformáció (diffúziós, diszlokációs folyás) válik dominánssá, így a litoszféra aljától a köpeny-mag határig fokozatosan érvényes lesz az idáig tárgyalt viszkózus közelítés.

A hővezetés lassú folyamat, ezért több 10 millió évig tart, míg egy szubdukálódott óceáni lemez átmelegszik. Amíg a lemez hőmérséklete nem éri el a környezet hőmérsékletét, addig merev, szilárd testként viselkedik, vagyis a hideg részekben a feszültség fel tud halmozódni, ami töréses deformációhoz vezet. A szubdukció geometriájának, lehajlási szögének, sebességének, az ébredő feszültségeknek stb. korrekt modellezéséhez figyelembe kell venni a litoszféra előbb tárgyalt elasztikus-plasztikus-viszkózus reológiáját [REGENAUER-LIEB, YUEN 2000]. Ez numerikusan igen nehéz feladat, mert a törések mentén a litoszféra tulajdonságai hirtelen több nagyságrendet változnak, ami a törések környezetében a számításokhoz használt rácsfelosztás nagymértékű finomítását igényli. Ezért a litoszféra reológiáját helyesen figyelembe vevő modellek általában magának a lemez deformációjának vizsgálatára szorítkoznak [pl. FUNICELLO et al. 2003, ČIŽKOVÁ et al. 2002], és nem a teljes köpenykonvekciót modellezzik.

Ugyanakkor fel kell hívni a figyelmet azon úttörő numerikus kísérletekre, melyekben a lemeztektonikai folyamatokat a globális köpenykonvekciós áramlások részeként kezelik. TACKLEY [2000b] szimulációsorozatában a mélység- és hőmérsékletfüggő viszkozitás mellett lényeges szerepet tulajdonít (1) a litoszféra kettős (töréses és duktilis) reológiájának, (2) az olvadási hőmérséklet átlépésekor megjelenő olvadt fázisnak, valamint (3) olyan „exotikus” merevséggyengítő, „önolajozó” (self-lubrication) hatásoknak, mint a dinamikus átkristályosodás, amely szemcseméret csökkenést és ezáltal viszkozitás csökkenést okoz, a hidratáció vagy a töréses zónákban kialakuló advekció [BERCOVICI 2003]. Összességében megállapítható, hogy habár a komplex reológiájú globális numerikus modellekben kialakuló lemeztektonikai jellemzők (transzform vetők, vékony és gyorsan deformálódó határok, mobilis lemezek, passzív hátságok megjelenése) egyre jobban közelítik a

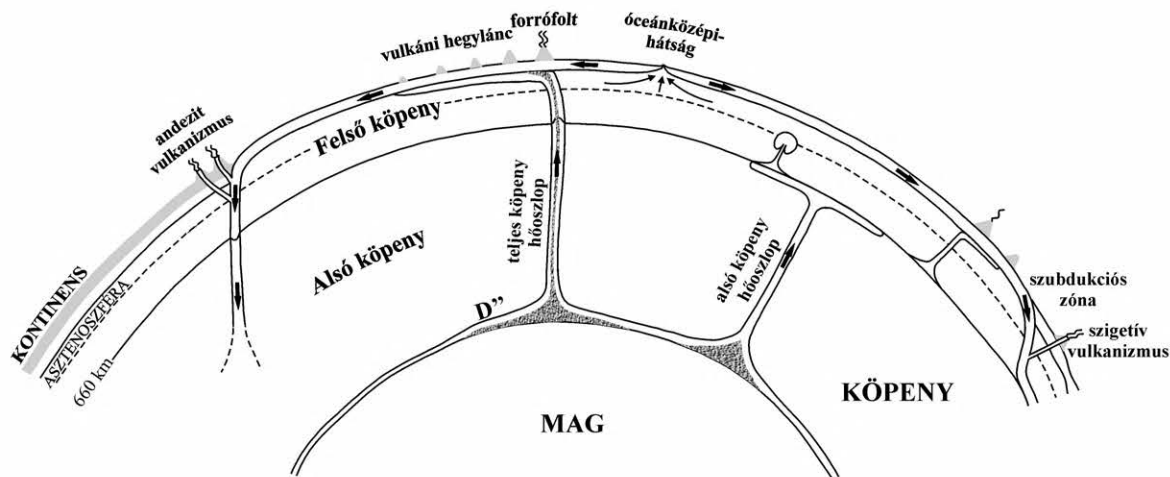
földi áramlási rendszert, néhány lényegi karaktere a lemeztektonikának (a szubdukció kezdete, aszimmetrikus volta stb.) egyelőre nem reprodukálható.

4. Kitekintés

Mindezeket összefoglalva el kell ismerni, hogy még ma sincs egységesen elfogadott elképzelésünk a földköpenyben zajló áramlások részleteiről. A néhány évtizeddel ezelőtt született könnyen elfogadható elképzelés, mely szerint a köpenykonvekció leperszerűen felszálló ágai az óceánközépi hátságok alatt, míg leszálló ágai a mélytengeri árkoknál keresendők, megbukott. Habár a „szilárd fázisú áramlási rendszer” egyes részletei nyilvánvalóan adóttak (ide sorolható a felszíni lemeztektonika és a szubdukálódó lemezek), az áramlás felszálló ágai kevésbé ismertek, s ezek felszínnel való kapcsolata erősen kérdéses.

Jelenlegi ismereteink alapján a lemeztektonika elsődleges mozgatóereje a mélytengeri árkoknál lebukó hideg, vastag és sűrű óceáni litoszféra által keltett húzóerő [FORSYTH, UYEDA 1975; SCHUBERT, TURCOTTE, OLSON 2001]. Ezen erő távolítja el a merev lemezeket az óceánközépi hátságoktól, melynek következtében a távolodó lemezek közötti űrt a csökkent viszkozitású asztenoszféra legalacsonyabb olvadáspontú komponensei töltik ki (9. ábra). Ezen feláramlás — sekély, passzív volta, illetve az anyagmegmaradás kényszere miatt — nem lehet az esetenként köpeny-mag határig süllyedő litoszféralemezek ellenirányú párja. A numerikus és laboratóriumi kísérletek a földköpenyre jellemző paramétereloszlás esetén egyértelműen vertikális tengelyű, hengerszerű feláramlásokat valószínűsítene, melyek létét a szeizmikus tomografikus eredmények is megerősíteni látszanak. Ezek forrástartománya egy termikusan instabil (a hőtágulás miatt kis sűrűségű) réteg lehet, melynek kialakulása egyértelműsíthető a köpeny-mag határnál (D' -réteg), s valószínűsíthető az anyag- és hőtranszportot gátló 660 km-es endoterm fázishatárnál [KIDO, ČADEK 1997]. A numerikus számítások és a tomografikus eredmények szerint ezen fázishatár szemipermeabilis, gátolja, de teljes mértékben kizárni nem képes a vertikális áramlást, így egyaránt feltételezhetjük teljes, alsó és felső köpenyoszlopok létezését (9. ábra). Ezen hipotézis szerint a hőoszlopok tömegfluxusának geológiai időskálán meg kell egyeznie a szubdukálódó anyag fluxusával, ha elfogadjuk, hogy a köpeny geometriája (pl. az alsó és felső köpeny tömege) időben állandó. A hőoszlopok által felszállított anyag túlnyomórészt nem közvetlenül kerül a felszínre, vélhetően az asztenoszférában „csatornázódik”, ahol jelentékeny keveredésen megy keresztül.

A köpeny zöme, különösen annak alsó tartománya kémiailag homogénnek tűnik (lásd Bullen-paraméter, szeizmikus reflektorok ásványtani jellege), ugyanakkor kis mértékű inhomogenitás mégis előfordulhat, elsősorban a határok közelében. Ebben az esetben a csatolt termokémiai konvekció együttesen befolyásolja az áramlási képet, s magyarázatot nyújthat az eltérő geokémiai tulajdonságot mutató kiömlési OIB bazaltok megjelenésére, valamint a Dél-Pacifikum, illetve Dél-Afrika alatti alsó köpenybeli ~1000 km-es szeizmikus felboltozódásra. Így a szubdukálódó lemezek recirkulációja hozzájárulhat az inhomogenitások nagy időskálán való fennmaradásához.



9. ábra. Egy lehetséges elképzelés a földköpenyben zajló nagyskalájú konvekciós áramlásokról.
LOWRIE [2007] módosított ábrája

Fig. 9. A possible scenario of the global convection flow system occurring in the Earth's mantle.
Adapted figure from LOWRIE [2007]

Az elmondottakból kiviláglik, hogy számtalan olyan fizikai jelenség létezik, mely érdemben képes befolyásolni a kialakuló konvekciós áramlási rendszer képét, legfontosabb jellemzőit. Ennek alapján két — a feladat megközelítését tekintve — eltérő út tűnik járhatónak a köpenykonvekció numerikus tanulmányozásában.

(1) Megpróbálunk egy olyan összetett köpenymodellt konstruálni, melybe a lehető legtöbb fizikai jelenséget építjük bele, s a kijövő eredményeket lehetőség szerint az észlelt adatokhoz illesztjük. A fizikai probléma bonyolultsága jelenleg nem teszi lehetővé a feladat klasszikus inverziós módon történő kezelését. Ráadásul a bemeneti paraméterek nagy száma és bizonytalansága inkább gyengíti, mintsem erősíti a kvantitatív eredmények szavahihetőségét. Nem lehet megfedkezni arról a tényről sem, hogy az ehhez nélkülözhetetlen számítástechnikai igények is jóval meghaladják a rendelkezésre álló hazai lehetőségek szintjét.

(2) A másik lehetőség, hogy egy olyan, kevésbé látványos utat kövessünk, melyben az egyszerűbb modellek szisztematikus vizsgálata felől haladunk a bonyolultabbak felé. A kevés, de a földköpeny-konvekció szempontjából lényeges paramétereket tartalmazó szimulációk értelmezése talán könnyebben, de mindenképpen megbízhatóbb módon vezethet el a földköpenyben zajló konvekció, sőt a Föld dinamikájának megértéséhez.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást az OTKA a K-72665 sz. pályázat keretén belül támogatta.

HIVATKOZÁSOK

- AKAOGI M. E., ITO E., NAVROTSKY A. 1989: Olivine-modified spinel-spinel transitions in the system Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 : Calorimetric measurements, thermochemical calculations and geophysical application. *J. Geophys. Res.* **94**, 10637–10646
- AKAOGI M., ITO E. 1993: Refinement of enthalpy measurement of $MgSiO_3$ perovskite and negative pressure-temperature slopes

- for perovskite forming reactions. *Geophys. Res. Lett.* **20**, 1839–1842
- ANDERSON D. L. 1998: The scales of mantle convection. *Tectonophysics* **287**, 1–17
- ANDERSON D. L. 2000: The thermal state of the upper mantle; no role for mantle plumes. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 3623–3626
- BACON F. 1620: *Novum Organum*. Open Court Publishing Company, Chicago and LaSalle, Illinois, 1994. (Ed., trans.: URBACH P., GIBSON J.)
- BENARD H. 1900: Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide. *Revue Generale des Sciences Pures et Appliquees* **11**, 1261–1271, 1309–1328
- BENARD H. 1901: Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide transportant de la chaleur par convection en régime permanent. *Ann. Chim. Phys.* **23**, 62–144
- BENIOFF H. 1954: Orogenesis and deep crustal structure: additional evidence from seismology. *Geological Society of America Bulletin* **65**, 385–400
- BERCOVICI D. 2003: The generation of plate tectonics from mantle convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **205**, 107–121
- BIJWAARD H., SPAKMAN W. 1999: Tomographic evidence for a narrow whole mantle plume below Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.* **166**, 121–126
- BIJWAARD H., SPAKMAN W., ENGDAHL E. R. 1998: Closing the gap between regional and global travel time tomography. *J. Geophys. Res.* **103**, 30055–30078
- BINA C. R. 1991: Mantle discontinuities. *Rev. Geophys.* **29**, International Union of Geodesy and Geophysics Supplement, 783–793
- BREUER D., SPOHN T. 1993: Cooling of the Earth, Urey ratios, and the problem of the Potassium in the core. *Geophys. Res. Lett.* **20**, 1655–1658
- BROWN S. C. 1957: Count Rumford discovers thermal convection. *Daedalus* **86**, 340–343
- BUNGE H.-P., RICHARDS M. A., BAUMGARDNER J. R. 1997: A sensitivity study of three-dimensional spherical mantle convection at 10^8 Rayleigh number: Effects of dependent viscosity, heating mode and an endothermic phase change. *J. Geophys. Res.* **102**, 11991–12007

- BYERLEE J. 1968: The brittle-ductile transition in rocks. *J. Geophys. Res.* **73**, 4741–4750
- ČADEK O., VAN DEN BERG A. P. 1998: Radial profiles of temperature and viscosity in the Earth's mantle inferred from the geoid and lateral seismic structure. *Earth Planet. Sci. Lett.* **164**, 607–615
- CHANDRASEKHAR S. 1961: Hydrodynamic and hydromagnetic stability. Clarendon Press, Oxford
- ČIŽKOVÁ H., VAN HUNEN J., VAN DEN BERG A. P., VLAAR N. J. 2002: The influence of rheological weakening and yield stress on the interaction of slabs with the 670 km discontinuity. *Earth Planet. Sci. Lett.* **199**, 447–457
- COLLIER J. D., HELFFRICH G. R., WOOD B. J. 2001: Seismic discontinuities and subduction zones. *Phys. Earth Planet. Int.* **127**, 35–49
- CSEREPES L. 1993: Kozmikus fizika. ELTE, Budapest, Egyetemi jegyzet
- CSEREPES L., RABINOWICZ M., ROSEMBERG-BOROT C. 1988: Three-dimensional infinite Prandtl number convection in one and two layers with implications for the Earth's gravity field. *J. Geophys. Res.* **93**, 12009–12025
- CSEREPES L., YUEN D. A. 1997: Dynamical consequences of mid-mantle viscosity stratification on mantle flows with an endothermic phase transition. *Geophys. Res. Lett.* **24**, 181–184
- DARWIN G. H. 1898: The Tides and Kindred Phenomena in the Solar System. Houghton Mifflin and Company, Boston and New York
- DAVILLE A., LE BARS M., CARBONNE C. 2003: Thermal convection in heterogeneous mantle. *Geodynamics* **335**, 141–156
- DEUSS A., WOODHOUSE J. 2001: Seismic observations of splitting of the mid-transition zone discontinuity in Earth's mantle. *Science* **294**, 354–357
- FLANAGAN M. P., SHEARER P. M. 1998: Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors. *J. Geophys. Res.* **103**, 2673–2692
- FORSYTH D., UYEDA S. 1975: On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* **43**, 163–200
- FUKAO Y., WIDIYANTORO S., OBAYASHI M. 2001: Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Rev. Geophys.* **39**, 3, 291–323
- FUNICELLO F., MORRA G., REGENAUER-LIEB K., GIARDINI D. 2003: Dynamics of retreating slabs: 1. Insights from two-dimensional numerical experiments. *J. Geophys. Res.* **108**, 4, ETG 11-1–11-17
- GALSA A. 2003: A forrópontok száma a földköpeny-konvekció két- és háromdimenziós numerikus modelljeiben. Budapest, ELTE TTK, Geofizikai Tanszék, Doktori értekezés
- GALSA A., CSEREPES L. 2003: The number of hotspots in three-dimensional numerical models of mantle convection. *Acta Geod. Geoph. Hung.* **38**, 103–109
- GALSA A., LENKEY L. 2007: Quantitative investigation of physical properties of mantle plumes in three-dimensional numerical models. *Phys. Fluids* **19**, 116601
- GAST P. W., OLSON P., SCHUBERT G. C. 1964: Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands. *Science* **145**, 1181–1185
- GORDON R. B. 1965: Diffusion creep in the Earth's mantle. *J. Geophys. Res.* **70**, 2413–2418
- GRIFFITHS R. W., CAMPBELL I. H. 1990: Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth Planet. Sci. Lett.* **99**, 66–78
- HEREIN M. 2007: Termikus földköpeny-konvekció numerikus modellezése véges elemes módszerrel. Budapest, ELTE TTK, Geofizikai Tanszék, Szakdolgozat
- HOFMANN A. W. 1997: Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* **385**, 219–229
- HOOFT E., TOOMEY D. R., SOLOMON S. C. 2003: Anomalously thin transition zone beneath the Galápagos hotspot. *Earth Planet. Sci. Lett.* **216**, 55–64
- ITO E., AKAOGI M., TOPOR L., NAVROTSKY A. 1990: Negative pressure-temperature slopes, for reaction forming MgSiO_3 perovskite from calorimetry. *Science* **249**, 1275–1278
- ITO E., TAKAHASHI E. 1989: Postspinel transformations in the system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ and some geophysical implications. *J. Geophys. Res.* **94**, 10637–10646
- JARVIS G. T., MCKENZIE D. P. 1980: Convection in a compressible fluid with infinite Prandtl number. *J. Fluid Mech.* **96**, 389–427
- JEFFREYS H. 1939: The times of P, S and SKS, and the velocities of P and S. *Mon. Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl.* **6**, 148–158
- JELLINEK A. M., MANGA M. 2004: Links between long-lived hot spots, mantle plumes, D'', and plate tectonics. *Reviews of Geophys.* **42**, 3, RG3002 1–35
- Ji Y., NATAF H.-C. 1998: Detection of mantle plumes in the lower mantle by diffraction tomography: Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* **159**, 99–115
- JOHNSON H. P., CARLSON R. L. 1992: Variation of sea floor depth with age: A test of models based on drilling results. *Geophys. Res. Lett.* **19**, 1971–1974
- KATSURA T., ITO E. 1989: The system $\text{Mg}_2\text{SiO}_4\text{-Fe}_2\text{SiO}_4$ at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel and spinel. *J. Geophys. Res.* **94**, 15663–15670
- KELLOGG L. H. 1997: Growing the Earth's D'' layer: Effect of density variations at the core-mantle boundary. *Geophys. Res. Lett.* **24**, 22, 2749–2752
- KIDO M., ČADEK O. 1997: Inferences of viscosity from the oceanic geoid: Indication of a low viscosity zone below the 660 km discontinuity. *Earth Planet. Sci. Lett.* **151**, 125–137
- LAPLACE P.-S. 1784: Théorie du mouvement et de la figure elliptique des planètes II. Paris
- LI X., KIND R., PRIESTLEY K., SOBOLEV S. V., TILMANN F., YUAN X., WEBER M. 2000: Mapping the Hawaiian plume conduit with converted seismic waves. *Nature* **405**, 938–941
- LORD RAYLEIGH 1916: On convective currents in a horizontal layer of fluid, when the higher temperature is on the under side. *Phil. Mag.* **32**, 529–546
- LOWRIE W. 2007: Fundamental of Geophysics. Cambridge University Press
- MCKENZIE D. P., ROBERTS J. M., WEISS N. O. 1974: Convection in the Earth's mantle: towards a numerical simulation. *J. Fluid Mech.* **62**, 3, 465–538
- MITROVICA J. X., FORTE A. M. 1997: Radial profile of mantle viscosity: Results of the joint inversion of convection and post-glacial rebound observables. *J. Geophys. Res.* **102**, 2751–2759
- MITTELSTAEDT E., TACKLEY P. J. 2006: Plume heat flow is much lower than CMB heat flow. *Earth Planet. Sci. Lett.* **241**, 202–210
- MONNEREAU M., QUÉRÉ S. 2001: Spherical shell models of mantle convection with tectonic plates. *Earth Planet. Sci. Lett.* **184**, 575–587

- MONTAGUE N. L., KELLOGG L. H., MANGA M. 1998: High Rayleigh number thermo-chemical models of a dense boundary layer in D'. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 2345–2348
- MONTELLI R., NOLET G., DAHLEN F. A., MASTERS G., ENGBAHL E. R., HUNG S.-H. 2004: Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science* **303**, 338–343
- MORGAN W. J. 1971: Convection plumes in the lower mantle. *Nature* **230**, 42–43
- PELTIER W. R. 1989: Mantle viscosity. *In: Mantle convection: Plate Tectonics and Global Dynamics.* PELTIER W. R. ed., Gordon and Breach, New York, 389–478
- PROUT W. 1834: *Bridgewater Treatises* **8**. W. Pickering, London
- REGENAUER-LIEB K., YUEN D. A. 2000: Fast mechanisms for the formation of new plate boundaries. *Tectonophysics* **322**, 1–2, 53–67.
- SANDWELL D. T., SCHUBERT G. 1980: Geoid height versus age for symmetric spreading ridges. *J. Geophys. Res.* **85**, 7235–7241
- SCHUBERT G., TURCOTTE D., OLSON P. 2001: *Mantle Convection in the Earth and Planets.* Cambridge University Press
- SCHUBERT G., YUEN D. A., TURCOTTE D. L. 1975: Role of phase transition in a dynamic mantle. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **42**, 705–735
- SHEN Y., SOLOMON S. C., BJARNASON I. TH., NOLET G., MORGAN W. J., ALLEN R. M., VOGFJÖRD K., JAKOBSDÓTTIR S., STEFÁNSSON R., JULIAN B. R., FOULGER G. R. 2002: Seismic evidence for a tilted mantle plume and north-south mantle flow beneath Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.* **197**, 261–272
- SIR NEWTON I. 1687: *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica* III, De mundi systemate, Propositio XVIII, XIX (On the system of the world). Royal Society, London
- SU W.-J., WOODWARD R. L., DZIEWONSKI A. M. 1992: Deep origin of mid-ocean-ridge seismic velocity anomalies. *Nature* **360**, 149–152
- SUETSUGU D., SAITA T., TAKENAKA H., NIU F. 2004: Thickness of the mantle transition zone beneath the South Pacific as inferred from analyses of ScS reverberated and Ps converted waves. *Phys. Earth Planet. Int.* **146**, 35–46
- SÜLE B. 2005: The structure and the surface manifestation of mantle plumes in depth-dependent three-dimensional models. *Acta Geod. Geoph. Hung.* **40**, 1, 89–104
- SÜLE B. 2006: The thermal structure, the topographic and the geoid anomalies of mantle plumes in three-dimensional models. Vienna, European Geosciences Union, EGU06-A-05303, poster
- TACKLEY P. J. 1996: Effects of strongly variable viscosity on three-dimensional compressible convection in planetary mantles. *J. Geophys. Res.* **101**, 3311–3332
- TACKLEY P. J. 2000a: Mantle convection and plate tectonics: Toward an integrated physical and chemical theory. *Science* **288**, 2002–2007
- TACKLEY P. J. 2000b: Self-consistent generation of tectonic plates in time-dependent, three-dimensional mantle convection simulations. 2. Strain weakening and asthenosphere. *Geochem. Geophys. Geosystems*, **1**, 2000GC000043
- TACKLEY P. J., STEVENSON D. J., GLATZMAIER G. A., SCHUBERT G. 1994: Effect of multiple phase transition in a three-dimensional spherical model of convection in the Earth's mantle. *J. Geophys. Res.* **99**, 15877–15901
- THOMPSON J. 1882: On a changing tessellated structure in certain liquids. *Proc. Phil. Soc. Glasgow* **13**, 464–468
- TRAVIS B., OLSON P., SCHUBERT G. 1990a: The transition from two-dimensional to three-dimensional planforms in infinite Prandtl number thermal convection. *J. Fluid Mech.* **216**, 71–91
- TRAVIS B., WEINSTEIN S., OLSON P. 1990b: Three-dimensional convection planforms with internal heat generations. *Geophys. Res. Lett.* **17**, 243–246
- TSENN M. C., CARTER N. L. 1987: Upper limits of power law creep of rocks. *Tectonophysics* **136**, 1–26
- TURCOTTE D. L., OXBURGH E. R. 1967: Finite amplitude convective cells and continental drift. *J. Fluid. Mech.* **28**, 29–42
- WADATI K. 1935: On the activity of deep focus earthquakes in the Japan islands and neighborhoods. *Geophysical Magazine* **8**, 305–325
- WEGENER A. 1915: *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, Braunschweig
- WILSON T. 1963: A possible origin of the Hawaiian islands. *Canadian J. Phys.* **41**, 863–870
- WOLFE C. J., BJARNASON I. TH., VANDECAR J. C., SALAMON S. C. 1997: Seismic structure of the Iceland mantle plume. *Nature* **385**, 245–247
- WOODHOUSE J. H., DZIEWONSKI A. M. 1984: Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.* **89**, 5953–5986

Régészeti kutatás céljából végzett mágneses mérések Porolissumon¹

PETROVSZKI JUDIT², LIPOVICS TAMÁS², LENKEY LÁSZLÓ³, PETHE MIHÁLY²,
FERENCZ EDITH², HEREIN MÁTYÁS²

Jelen cikkben a római kori Porolissum (Szilágy megye, Románia) területén végzett mágneses mérések eredményeit mutatjuk be. Porolissum a Kr. u. II. században egy erődtámasz körül alakult ki, és fénykorában 25–30 000 lakója volt. Miután a rómaiak a III. században kivonultak Daciából, a város elnéptelenedett. Területén nem jött létre új település, ezért régészeti és geofizikai szempontból egyaránt ideális kutatási terület.

Az épületeket a közelben fejtett dácitból építették, melynek mágneses szuszceptibilitása több nagyságrenddel nagyobb, mint a romok alapját képező üledékes kőzeteké és a romokat fedő talajé. Ezért az épített műtárgyak mágneses mérésekkel jól kimutathatók. A Babeş-Bolyai Tudományegyetem régészei által kijelölt helyeken 2005, 2006 és 2007 augusztusának tíz-tíz napján totáltér- és vertikálisgradiens-méréseket végeztünk Overhauser magnetométerekkel. A gradiensméréseket ábrázoló térképeken több épület alapja látható az erődtámaszban és annak környékén. Az eredmények alapján a régészek több kutatóárkot is ástak, melyek a legapróbb részletekig igazolták a geofizikai méréseket. Az ép falak egyértelműen azonosíthatók a térképeken, míg a zavart anomália-képpel rendelkező helyeken a falak kőanyagát az elmúlt századokban kitermelték, a kőveket szétszórta. A temető egy részének felmérése során kimutattuk azokat a sírokat, melyek helyben hamvasztásos temetkezés során jöttek létre, valamint találtunk két sírkertet. Ez utóbbiakat a régészek feltárták.

A régészeti kutatások segítése céljából végzett mágneses mérések nagyon jól használhatónak bizonyultak Porolissumon. Az elkövetkező években a módszer rutinszerű alkalmazásával minél nagyobb területet szeretnénk felmérni, hogy a város szerkezetét megismerjük.

J. PETROVSZKI, T. LIPOVICS, L. LENKEY, M. PETHE, E. FERENCZ, M. HEREIN: Magnetic surveying for archaeological prospection in Porolissum

In this paper we present the results of our magnetic surveying in the territory of the Roman age city Porolissum (Salaj county, Romania). Porolissum was established around a fortress in the 2nd century AD, and in its best period the city had 25–30 000 inhabitants. After the Romans left Dacia in the 3rd century the city was deserted. Thus, it is an ideal place for archaeological research and geophysical surveying.

The buildings were constructed from dacite mined in nearby quarries. The dacite has magnetic susceptibility orders of magnitude higher than the base of the ruins consisting of sediments, and the soil covering the ruins. Thus, the archaeological structures can be detected by magnetic measurements. In August of 2005, 2006 and 2007 we carried out ten days campaigns surveying the total field and vertical gradient using Overhauser magnetometers. The survey areas were pointed out by archaeologists from the Babeş-Bolyai University. On the maps showing the magnetic gradient several buildings can be identified, which are located in the fortress and its neighbourhood. In these areas the archaeologists dug a few trenches. The structures found in the trenches are in fully agreement with the conclusions drawn from the gradient map. The intact walls are clearly identifiable on the gradient map. There are some areas where the stone pieces of the walls were taken away by the local people during the centuries, and therefore the structure of the walls was destroyed. These places look like noisy and/or disturbed areas on the gradient map. In the cemetery we found the places where the body of died people was burned. In these spots the clay was also burned resulting in high remanent magnetism. We also mapped the base of two graveyards. The archaeologists excavated these graveyards.

The magnetic surveying in Porolissum proved to be very useful in archaeological research. We are planning to continue the surveying to map as large area of the ancient city as possible in the next years.

Bevezetés

A kolozsvári Babeş-Bolyai Tudományegyetem Ókortörténeti és Régészeti Tanszéke, a Szilágy Megyei Történelmi és Művészeti Múzeum és az ELTE Geofizikai Tanszéke közt fennálló együttműködés keretében 2005, 2006 és 2007 augusztusában régészeti célú mágneses méréseket végeztünk a Zilahhoz közeli Porolissum területén.

Porolissum a dák háborúk után (Kr. u. 106.) egy erődtámasz körül alakult ki. Az erődtámasz egy hegytetőn helyezkedett el, ahonnan az Erdélyi-medencébe vezető északnyugati utat és a limes nyugati és északi szakaszát lehetett ellenőrizni. A város fontos stratégiai helyzete miatt gyors fejlődésnek indult és hamarosan Dacia Porolissensis tartomány székhelye lett. A település méretéből, valamint az amfiteátrum férőhelyeinek számából becslve a város lakossága 25–30 000 fő lehetett (BAJUSZ I. személyes közlés, 2005). A III. században a rómaiak kivonultak Daciából és ezután a város teljesen elnéptelenedett. Területén a későbbiekben sem jött létre új település, ezért mind régészeti, mind geofizikai kutatások számára ideális terület. Az első ásatást 1908-ban végezték, majd több nagyobb feltárást követően 1977 óta működik itt állandó régészeti kutatóbázis.

Az ásatások során megtalálták az erődtámaszt (castrumot), újjáépítették az északi kapuját (I. ábra), re-

¹ Beérkezett: 2008. június 18-án

² ELTE Geofizikai Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c.

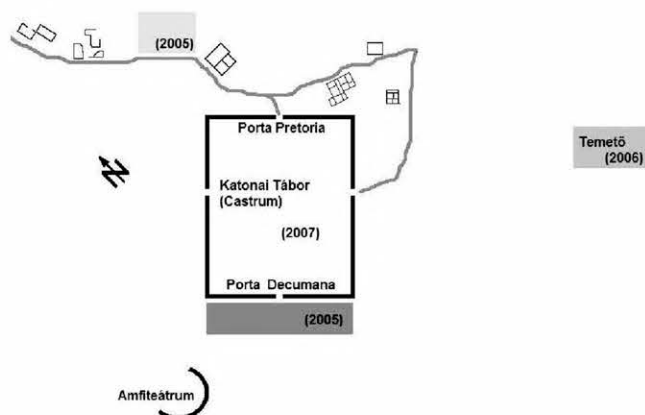
³ MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c.

konstruálták a parancsnoki épületek alapjait, és néhány kutatóárokkal megpróbálták feltérképezni a castrum belsejét. Feltárták a castrum előtt vezető római utat, és annak két oldalán egy-két fontosabb épületet (2. ábra), továbbá az aquincumi amfiteátrumhoz hasonló módon rekonstruálták az amfiteátrumot. Az egykori város területén is több helyen végeztek ásatásokat, de a város nagy része még feltáratlan.



1. ábra. Porta pretoria, a castrum rekonstruált főbejárata

Fig. 1. Porta pretoria, the reconstructed main gate of the castrum



2. ábra. Mérési területek a mérés évével. Az ábra nem méretarányos, a temető jóval messzebb található, mint ahogy azt a képen feltüntettük

Fig. 2. Survey areas with the year of measurement. The figure is not scaled. The cemetery is located further away than it is shown

Méréseinket az ásatások segítése céljából végeztük. Az épületeket a közeli Magura hegy kőfejtőjéből származó dácitból építették. A dácit mágneses szuszceptibilitása nagyságrendekkel nagyobb, mint az üledékes alapkőzeté, és a romokat fedő agyagos talajé, ezért a dácitból készült műtárgyak indukált mágnesezettsége magnetométerrel jól mérhető.

A mágneses méréseket régóta alkalmazzák régészeti kutatásra [CLARK 1986; GIBSON 1986; TSOKAS et al. 1994]. A módszer hazai alkalmazása is rutinszerűnek tekinthető [PATTANYÚS-Á. 1986; PUSZTA S. személyes közlés 1988–2008, KIS, PUSZTA 2006]. A jelen dolgozatban a három nyári mérés eredményeit mutatjuk be, összehasonlítva a régészeti feltárásokkal.

Mérések

Méréseinket GSM-19 típusú Overhauser magneto-méterrel végeztük, melynek felbontása 0,01 nT, abszolút pontossága 0,1 nT körüli. A totáltér és a vertikális gradienst mértük m x m-es rácshálóban. Az alsó detektor felszíntől vett távolsága, valamint a két detektor közti távolság 0,55 m volt. A rácshálót a terepi adottságoknak megfelelően tűztük ki, vagy régészeti objektumokhoz igazítottuk. A mérési területek a 2. ábrán láthatók. A castrumhoz vezető úttól északra, valamint a castrumtól délre 2005-ben, a temető területén 2006-ban, a castrum belsejében 2007-ben mértünk.

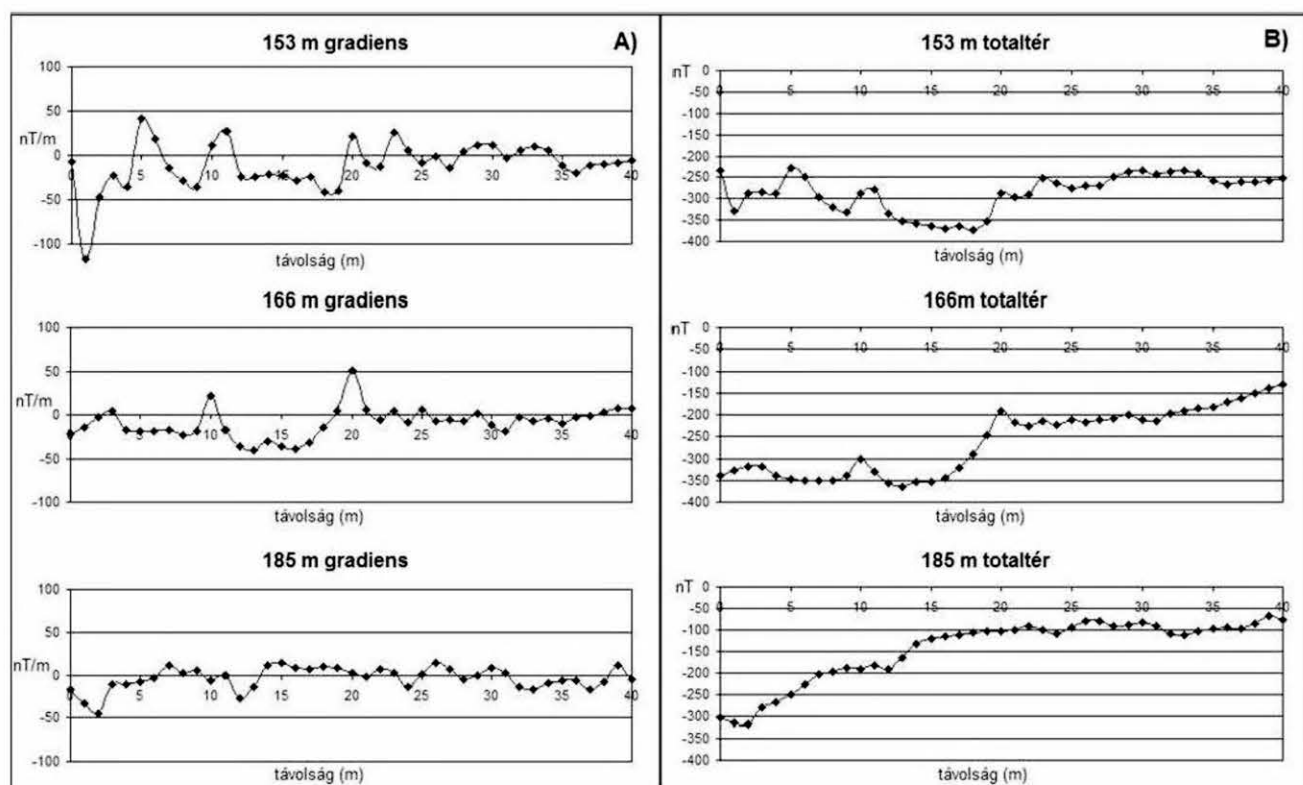
Egy magnetométer a bázisállomáson 1 másodpercenként regisztrálta a mágneses tér napi változását. A napi változás kiküszöbölése érdekében a mért totáltér értékekből kivontuk a bázisállomáson mért értékeket.

A falmaradványok felett a báziskorrigált mágneses tér átlagban 50 nT-val nő, míg a háttér nagyobb hullámhosszal több 100 nT-t változik (3. ábra). A mágneses gradiensben a falak átlagban 40–60 nT/m anomáliát okoznak 0 ± 20 nT/m háttér mellett. A totáltér nagy amplitúdójú, (a falak méretéhez képest) regionális változása miatt a falak által okozott anomáliák elmosódottak, simábbak, a kapott kép nehezebben értelmezhető, mint a gradienstér esetében (4. ábra). A vertikális gradiens nem érzékeny a mágneses tér regionális változására és sekély hatók esetén élesebben lehatárolódnak az anomáliák [CLARK 1986; KIS, PUSZTA 2006]. Esetünkben a vertikális gradiens jel/zaj aránya is nagyobb. Ezért a régészeti objektumok kijelölésére a gradiensmérés alkalmasabb.

Feldolgozás

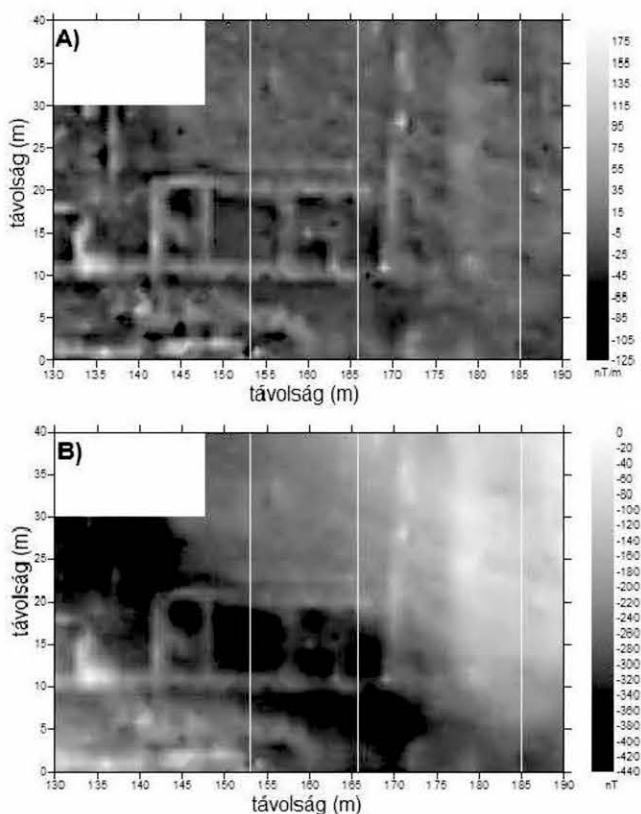
A mért értékeket képfeldolgozó szoftverrel ábrázoltuk és dolgoztuk fel. A mért adatainkon többféle szűrést kipróbáltunk. Az 5. ábrán bemutatunk néhányat ezek közül, melyeket a porta decumana előtti terület adatain végeztünk el. A mért mágneses gradiens adatokat ábrázoló térképen (5A. ábra) több épület nyoma is felfedezhető, melyek közül az É2-vel jelzett nagy terület valószínűleg egy fürdő lehetett. Továbbá látható a területen áthaladó mai földút (Út), valamint az 1950-es években készült kutatóárok nyoma (K1, K2), melyek nem harántoltak régészeti objektumot. Az 5A. ábrán is azonosítható objektumok jobban látszanak az első vertikális deriváltat (a totáltér második deriváltját) ábrázoló térképen (5B. ábra), míg a második derivált (értelmszerűen a totáltér harmadik deriváltja) (5C. ábra) már túl zajos. Az első és második deriváltat a szoftver a mért értékek analitikai felfelé folytatásából számítja [KIS, MESKÓ 1980] FFT transzformációval előállított frekvenciatartományban [pl. MESKÓ 1984]. A legjobban értelmezhető képet az élkiemelő szűrés eredményezte (5D. ábra). Az élkiemelő szűrés során a szoftver az x és y irányú horizontális gradienseket képi. Az É1-gyel jelölt épületen keresztül 2007 augusztusában húztak egy kutatóárkot. Itt az előzetes várakozásnak megfelelően, az anomáliaképpel megegyező helyzetben megtalálták az épület falait.

A temető egy részének a felmérése során a báziskorrigált totáltér értékek is jól értelmezhető eredményt szolgáltatottak (6A. ábra). Pólusra redukálás után a kapott kép kicsit kontrasztosabb (6B. ábra), de a mért gradienst ábrázoló



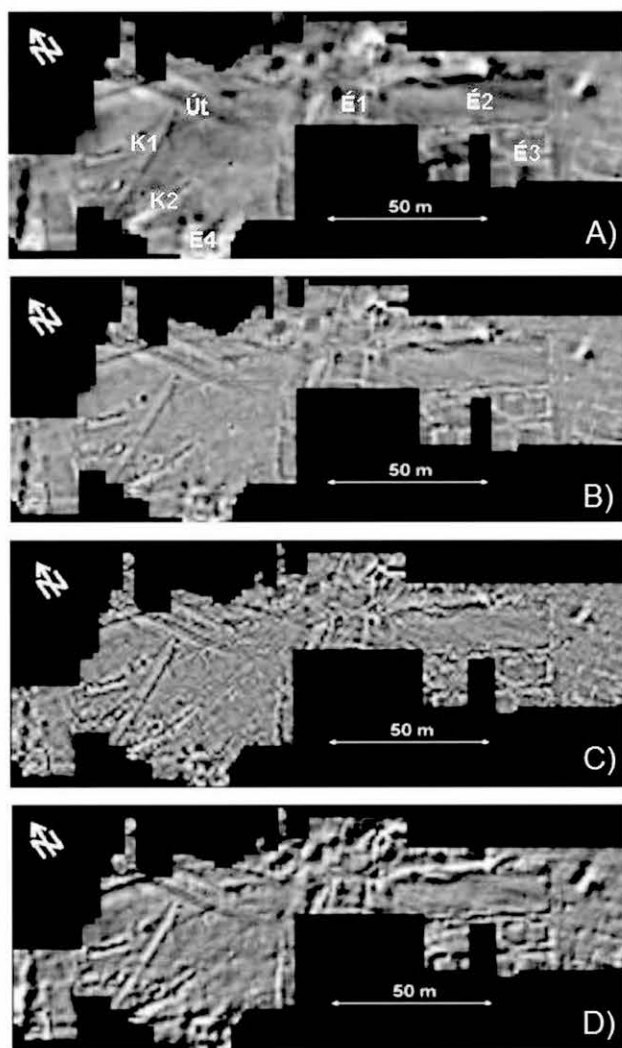
3. ábra. A) Ny-K-i irányú vertikális gradiens szelvények a castrum nyugati részén található épületen keresztül (a szelvények helyét l. a 4. ábrán); B) báziskorrigált totáltér szelvények ugyanott. A 185 m-nél található szelvény nem keresztez falat, így az ott mért értékek a háttérnek tulajdoníthatók. A vertikális gradiens a falak felett 50 nT/m-rel, a totáltér 50 nT-val nő. A háttér a vertikális gradiens esetén 0 ± 20 nT/m-t, a totáltér esetén több 100 nT-t változik

Fig. 3. A) Vertical magnetic gradients along W-E directed sections crossing the walls of a Roman building in the western side of the castrum (for location of the sections see Fig. 4). B) Base corrected total field along the same sections. The section at 185 m does not cross walls, therefore the values along it represent the background. The vertical gradient and the total field above the walls increase 50 nT/m and 50 nT, respectively. The background of the vertical gradient and the total field varies 0 ± 20 nT/m and few 100 nT's, respectively



4. ábra. A) A mért vertikális gradiens térkép a castrum nyugati oldalán található épület felett. Az épület elhelyezkedését l. a 12. ábrán. B) Báziskorrigált totáltér térkép ugyanott. A falak által okozott anomáliák élesebbek, jobban lehatárolhatók a vertikális gradiens térképen, mert a gradiens háttére kevesebbet változik és jobb a jel/zaj arány, mint a totáltér esetében

Fig. 4. A) Map of measured vertical magnetic gradient above a building in the western side of the castrum. For location of the building see Fig. 12. B) Base corrected total field map in the same area. The anomalies caused by the ruins of walls are sharper, easier to identify in the gradient map, because their background varies less, and the signal/noise ratio is higher than in case of the total field

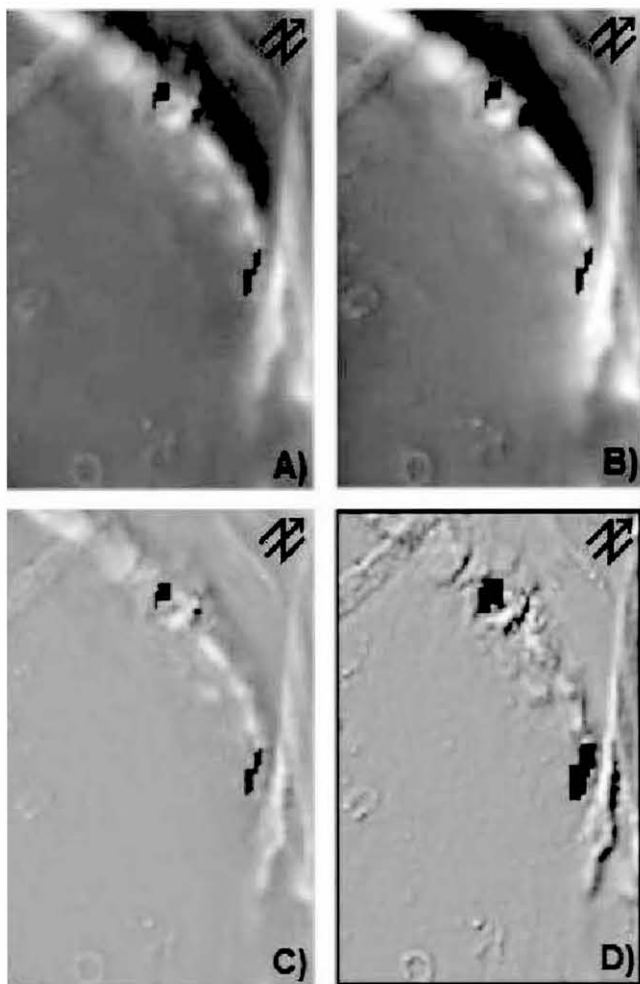


5. ábra. A porta decumana előtt mért vertikális gradiens anomáliák különböző szűrési eljárások után. A mérés helyét 1. a 2. ábrán. A) mért vertikális gradiens. É1–É4: római kori épületek alapjai, K1, K2: az 50-es években ástott kutatóárok, Út: a mérési területen áthaladó mai földút képe. B) Az első derivált szűrés eredménye. C) a második derivált szűrés eredménye. D) Az élkiemelő szűrés eredménye. A régészeti objektumok a nyers mérési eredményeken is láthatók, de a szűrések tovább javítják a képek értelmezhetőségét. A legjobban értelmezhető képet az élkiemelő szűrés eredményezi

Fig. 5. The results of different filters applied to the measured vertical magnetic gradients surveyed in front of the porta decumana. For location see Fig. 2. A) Measured vertical magnetic gradients. É1–É4: foundations of Roman age houses, K1, K2: exploration trenches dug in the 50's, Út: dirt road across the survey area. B) Picture obtained after using the first vertical derivative filter. C) Picture obtained after using the second vertical derivative filter. D) Picture obtained after using an edge-filter.

The archaeological objects are visible on the raw data, but filtering improves the quality of interpretation. The best picture is obtained using an edge-filter

képen még így is élesebben láthatóak az anomáliák (6C. ábra), amit tovább javít az élkiemelő szűrés (6D. ábra). A pólusra redukálás során az anomáliák egy kicsit északra tolódtak az őket létrehozó objektumok fölé. Azonban az eltolódás mértéke az objektumok méretéhez képest jelentéktelen (néhányszor 10 cm), ami az objektumok kis mélységének következménye.



6. ábra. A temetőben (70x110 m) végzett mérés eredménye. A) báziskorrigált totáltér; B) pólusra redukált totáltér; C) mért vertikális gradiens; D) vertikális gradiens az élkiemelő szűrés után. A terepi viszonyok miatt néhány pontban nem tudtunk mérni. Ezt jelzik a fekete foltok, melyek mérete a D) ábrán az élkiemelő szűrés következtében nőtt meg. A terület É-i részén keresztül húzódó erős anomália oka ismeretlen. Lehet, hogy a Kolozsvárra (Napoca) vezető római út kövei okozzák. A kör és négyszög alakú anomáliákat sírkertek okozzák. A kis foltok valószínűleg helyben hamvasztások következtében létrejött remanens mágneses anomáliák

Fig. 6. The results of the surveying in the cemetery (70x110 m).

A) The measured total field corrected for the daily variation;

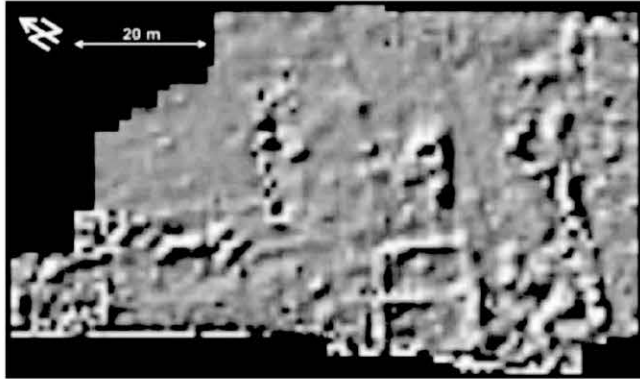
B) The total field reduced to pole; C) The measured vertical

gradient; D) The vertical gradient after using an edge-filter. Due to bushes we were not able to measure at some points. These are shown by black. The size of black areas is increased in figure D) due to the edge-filter. The source of the strong magnetic anomaly across the northern part of the picture is not known. It might be caused by the Roman road leading to Cluj Napoca. The circular anomalies are due to graveyards. The small magnetic spots are probably due to cremation resulting in remanent magnetisation of the clayey soil

A fenti mérési elrendezések és feldolgozási eljárások kipróbálása után értelmezhetőség szempontjából legjobbnak az élkiemelő szűrővel szűrt, mágneses gradiens ábrázoló térképek bizonyultak.

Eredmények

2005-ben az erődhez vezető út mentén végzett mérés során egy kétosztatú épületet sikerült azonosítani, melynek hátsó részében egy kör alakú anomália látható. (7. ábra) Az épület a régészek szerint szentély lehetett, melyben feltehetőleg egy oltárkö található. A terület bal oldalán és a szentélytől jobbra az anomáliakép zavaros. A bal oldalon falmaradványokat lehet sejteni, de ezek valószínűleg rosszabb állapotban vannak, mint a szentély falai.



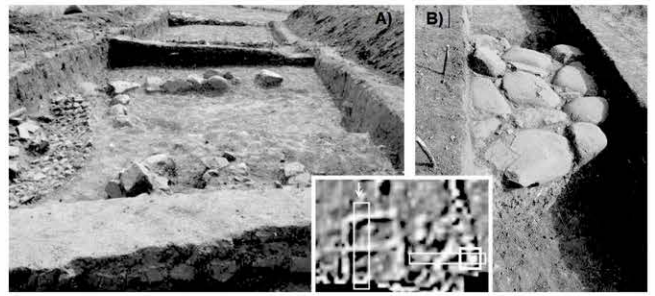
7. ábra. A porta pretoriához vezető római úttól északra mért vertikális gradiens értékek élkimelő szűrő alkalmazása után. A terület elhelyezkedését 1. a 2. ábrán. A kép közepétől kicsit jobbra található kétosztatú épület valószínűleg egy szentély lehetett

Fig. 7. Edge-filtered vertical magnetic gradient, measured north to the Roman road leading to the porta pretoria. For location see Fig. 2. The building with two parts in the centre of the picture was probably a sanctuary

Mérési eredményeink alapján 2007 nyarán ezen a területen két kutatóárkot is mélyítették. Az egyiket a feltételezett szentélyen keresztül, a másikat erre merőlegesen ásták meg, egy szintén elég erős, egyenes anomáliát metszve át (8. ábra). Az első árokban (8A. ábra) megtalálták az általunk is kimutatott falakat, valamint egy 1,5–2 m átmérőjű, téglából készült alapozást, amely a kör alakú anomáliát hozta létre. Az árokban nem találtak a mindennapi életre jellemző használati tárgyakat, sem szemetet, sem élelmiszerhulladékot, így ez az épület valóban egy szentély lehetett. Érdekes megfigyelni a 7. ábrán, hogy a szentély bal felső sarkánál a fal kivastagszik, az épület két részét elválasztó fal bal oldalánál pedig több kisebb kiterjedésű anomáliát is találunk. Ha az anomáliaképet összehasonlítjuk az ásatásról készült képpel, láthatjuk, hogy az említett helyeken dacittömböket találunk.

Ezek után nem meglepő, hogy a másik kutatóárok is feltárt falakat, de ezek rossz megtartásúak, köztük szétszórt kötömbök hevernek. Ennek az lehet az oka, hogy a területet már megbolygatták, a falak kőanyagát a környékbeliek elhordták az építkezésekhez. A második árokban (8B. ábra) az erős, vonalszerű anomália alatt nagy lekerekített köveket találtak, melyek a méretükből és elhelyezkedésükből ítélve egy utca kövezetét alkották.

A temetőben 2006-ban végeztünk méréseket. Az ide vonatkozó anomáliaképeket a feldolgozás lépéseinél (6. ábra) már bemutattuk. A legfeltűnőbb anomália a képek jobb felső részén ferdén végigvonuló nagy amplitúdójú sáv, ami feltehetően a Kolozsvárra vezető római út anomáliaképe.

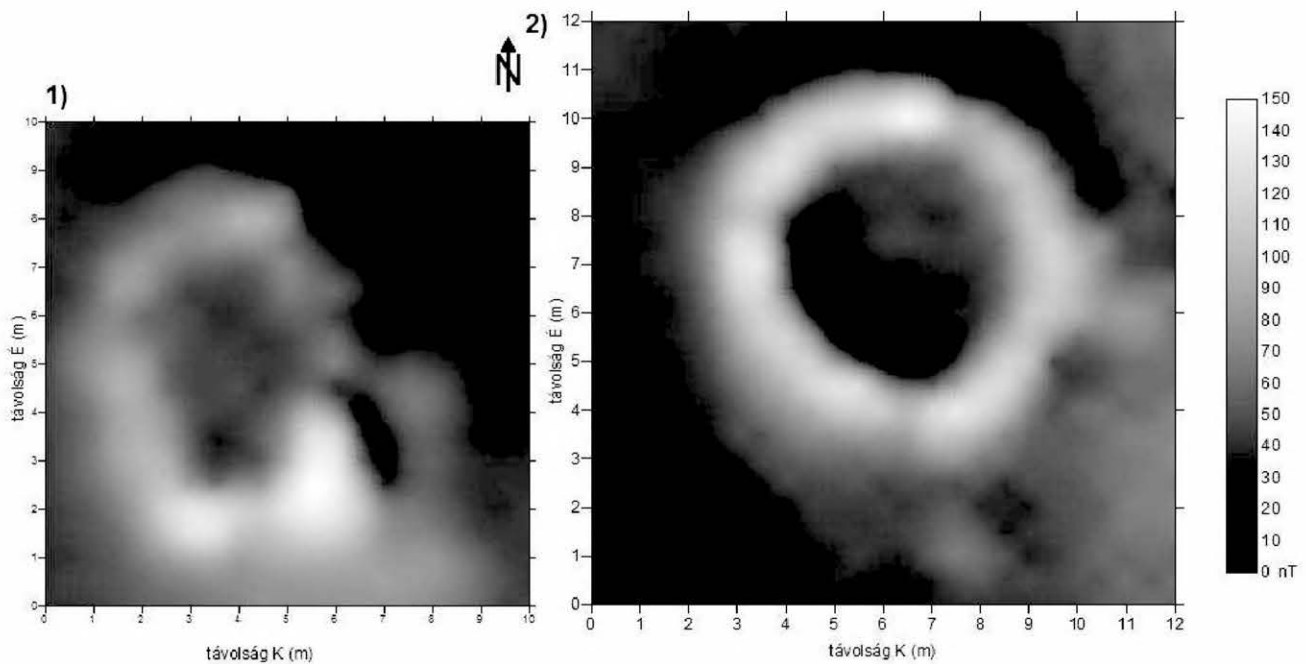


8. ábra. Régészeti feltárás a szentélynél 2007-ben. A középső kis kép a kutatóárok helyét mutatja. A) A szentélyen keresztül húzott kutatóárok a nyíllal jelölt helyről nézve. A szentély hátsó traktusában található kör alakú anomáliát a kép bal oldalán látható kör alakú téglalapozás okozza. A szentély belsejében szétszórt dacittömbök hevernek. Az ezek által okozott mágneses anomáliákat lásd a 7. ábrán. B) A 7. ábra jobb oldalán található erős, vonalszerű anomáliát létrehozó nagy kötömbök, a téglalappal jelölt helyen a másik kutatóárokban. A kötömbök egy utca kövezetét alkották

Fig. 8. Excavation at the sanctuary in 2007. The small picture in the middle shows the locations of the trenches. A) The trench through the sanctuary, watching from the direction of the arrow shown in the small picture. The circular shape magnetic anomaly found in the rear part of the building is caused by a brick foundation visible in the left side of Fig. A. There are dacite blocks laying inside the building. They result in small magnetic anomalies, which are visible in Fig. 7. B) Big dacite stones resulting in a strong linear magnetic anomaly visible in Fig. 7. The stones probably formed the pavement of a small street. For the location of Fig. B see the inlet

Ettől délre a temető helyezkedik el. Az itt található sok apró pont mind egy-egy lehetséges sír által okozott anomália. Azokban az időkben hamvasztásos módon temetkeztek. A mágneses méréssel azokat a sírokat lehet jól kimutatni, ahol a helyben hamvasztást alkalmazták, mivel ezeknél az átégett agyag által okozott anomáliát mérjük ki. A hamvasztásos sírokon kívül található még itt két nagyobb sírkert. A régészek szerették volna kiásni a sírkerteket, ezért ezeket nagyobb felbontásban, 0,5x0,5 m-es rácsháló mentén is felmértük. A téglalap alakú első sírkertet 10x10 m-es, míg a kör alakú másodikat 12x12 m-es területen újramértük. A totáltér anomáliákat a 9. ábra mutatja. A szögletes sírkertet 2006-ban, míg a kör alakút 2007-ben ásták ki. Az ásatás során mindkét sírkert esetén a mágneses eredményeket igazoló állapotot találtak a régészeket. A szögletes sírkert esetén a nagyobb amplitúdójú anomáliák alatt több követ találtak (10. ábra), míg azokon a helyeken, ahonnan a követ elhordták, a mágneses anomália is kisebb volt. A másik sírkert anomáliaképéből sejthető, hogy itt egy teljes, dacitból kirakott gyűrű helyezkedik el. Az ásatás során nemcsak dacitot találtak, hanem egy mészkő tömböt is a sírkert bejáratánál (11. ábra). Ha jól megfigyeljük az anomáliaképet, akkor ez szintén megtalálható rajta a gyűrűs anomáliától keleti irányban, bár kisebb intenzitással jelentkezik, mint a dacit.

2007-ben a castrum belsejében a lekaszált részeken tudtunk mérni (12. ábra). A fehér foltok mérésre alkalmatlan, gázos és bokros területeket jelölnek. A castrum ÉNy-i negyede a szentély körüli zavart, bolygatott területhez hasonló képpel rendelkezik. Ha itt voltak kőből épült épületek, akkor a követ az elmúlt századokban valószínűleg kitermelték, de a területen mélyített kutatóárok



9. ábra. A temetőben talált két sírkert felett mért totáltér értékek. Az eredeti totáltér értékeket megnöveltük, hogy csak pozitív értékek szerepeljenek. A sírkertek elhelyezkedését lásd a 6. ábrán

Fig. 9. Total fields above the two graveyards in the cemetery. We increased the values of the field to have only positive values. For locations of the graveyards see Fig. 6



10. ábra. A feltárt első sírkert [ALFÖLDY, PÁNCZÉL, VASS 2007]. A 9. ábrán bemutatott mágneses anomália és a feltárt sírkert nagyfokú hasonlóságot mutat. A sírkert bejáratánál, ahol nincsenek kövek, mágneses anomália sincs. A legnagyobb anomáliát ott mértük, ahol a legtöbb kő volt. A sírkert nyugati oldalán, ahonnan a követ a századok folyamán elvitték, az anomália is kisebb

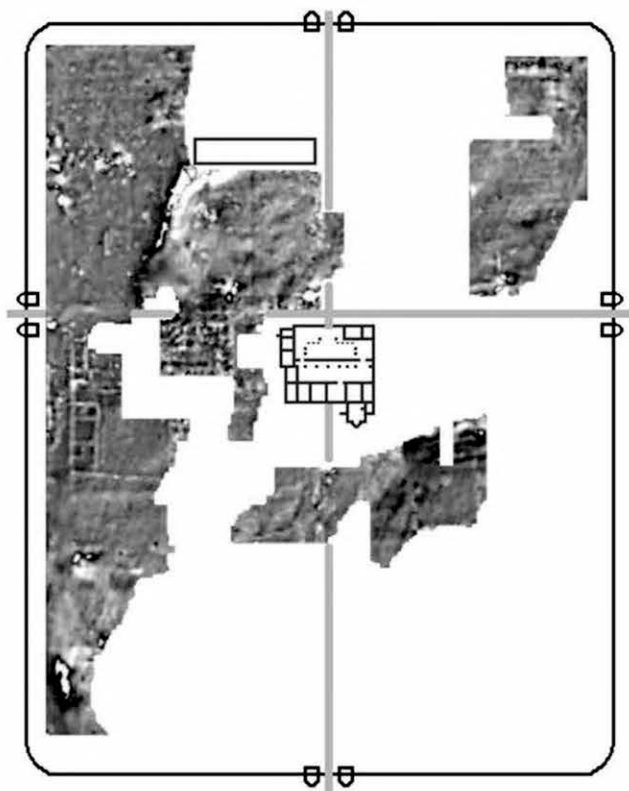
Fig. 10. The excavated first graveyard [ALFÖLDY, PÁNCZÉL, VASS 2007]. The magnetic anomaly shown in Fig. 9. is very similar to the ruins of the graveyard. The highest anomaly is found above the largest mass of stones. From the western side of the graveyard the stones were mined by the local people during the centuries. Above it the amplitude of the magnetic anomaly is less. Finally, above the entrance, where stone wall was not built, the magnetic anomaly is missing, too

és a régészek történeti ismeretei szerint ezen a részen az épületek főleg fából készültek. A két oldalkaput összekötő úttól északra a bolygatott anomáliaképet a területen mélyített számos kutatóárok indokolja, míg az úttól délre nagyon szépen kirajzolódik egy hatalmas épület. A castrum többi területén a mágneses mérések nem mutattak ki épületnyomokat vagy egyéb szerkezeteket. Több helyen nehezítik az értelmezést az ásások során kiszedett, majd az árkok mellett felhalmozott kőrákások által okozott nagy anomáliák.



11. ábra. A feltárt második sírkert [ALFÖLDY, PÁNCZÉL, VASS 2007]. A sírkert alapja épen megmaradt. A 9. ábrán bemutatott mágneses anomália ennek megfelelően kb. azonos amplitúdójú kör. Felhívjuk a figyelmet a keleti oldalon talált mészkő alapra, amely valószínűleg a bejárat lehetett [ALFÖLDY, PÁNCZÉL, VASS 2007.] A mészkő alap a mágneses méréseken is látszik, de az általa okozott anomália nagysága jóval alatta marad a dacit alap anomáliájának. Ezért a mészkő alapot a mérések értelmezésénél nem vettük észre, az általa okozott anomáliát mérési zajnak gondoltuk

Fig. 11. The excavated second graveyard [ALFÖLDY, PÁNCZÉL, VASS 2007]. The foundation of the graveyard remained intact. The circular shape of the magnetic anomaly with ca. uniform amplitude (Fig. 9) is in fully agreement with the findings. Note the limestone foundation at the eastern side. It might have been the entrance of the graveyard [ALFÖLDY, PÁNCZÉL, VASS 2007]. The limestone foundation has an effect in the magnetic field, but its amplitude is much less than the amplitude of the anomaly caused by the dacite stones. Therefore, during the interpretation of the magnetic anomalies we neglected the effect of the limestone foundation, we thought that it was noise



12. ábra. A castrumban végzett vertikális gradiens mérések eredménye, két rekonstruált épületalap és a castrum alaprajzával. A castrum ÉNy-i részén csak gyenge vonalszerű anomáliák találhatók. A területet utólag megbolygatták, a köveket kiszedték, vagy csak fa épületek álltak ezen a részen. A keresztúttól D-re, a Ny-i oldalon egy nagy épület alapjai láthatók (l. a 4. ábrát is)

Fig. 12. The measured vertical magnetic gradient in the castrum with the layouts of the castrum and reconstructed foundations of two buildings. In the NW part of the castrum only weak linear anomalies can be seen. The area was probably disturbed by mining the stones out, or only wooden buildings were standing here. South to the main E–W street in the western side of the castrum the foundations of a huge building can be found (see also Fig. 4)

Összefoglalás

A mágneses mérések, elsősorban a vertikális gradiens mérések jól alkalmazhatónak bizonyultak a régészeti kutatásokban Porolissumon. Élkiemelő szűrővel a mérési eredmények értelmezhetőségét tovább tudtuk javítani. A mérésekkel hatékonyan fel lehet térképezni az épületek alapjait, az utakat, sírokat és sírkerteket. Ennek az az oka, hogy az építőanyagként használt dácit mágneszettsége jóval nagyobb, mint a talaj mágneszettsége. Az is a lehatárolást segíti, hogy a keresett objektumok 0,3–1 méteres, sekély mélységben találhatók.

Az anomáliáképek alapján az is megállapítható, hogy az épületek falai milyen állapotban maradtak meg. Erre jó példa a szentély, aminek a falai épen maradtak, valamint a szentély környéke, ahol nagyon zavart képet kaptunk, mivel a falak csak nyomokban maradtak meg. A sírkerteknél szintén láthattuk hol maradtak meg jobban az alapok, és ezt a régészeti feltárás is igazolta.

A mérések nemcsak a régészeti kutatás szempontjából hasznosak. Számunkra a mérés érdekessége abban rejlik,

hogy a régészek többek közt a mi eredményeink alapján tervezik és végzik az ásatást. Így közvetlenül ellenőrizhető az anomáliák forrása. Az épen maradt alapoknál, sírkerteknél, melyek jól értelmezhető anomáliát hoznak létre, a feltárások rövid időn belül igazolták a mérésekből felállított értelmezést. Ugyanakkor a feltárásokkal derült fény arra is, hogy a kisebb anomáliáknál, amelyekre elsősorban azt is mondhattuk volna, hogy csak mérési zaj, szintén találtak objektumokat, például a kör alakú sírkert bejáratánál a mészkőtömböt, vagy a szentély belsejében az elszórtan található dácittömböket.

Azokon a helyeken tehát, ahol mágneses anomáliát mérünk, a régészek megtalálták annak a forrását, és fordítva, azokon a helyeken, ahol nem mérünk régészeti objektumra utaló anomáliát, ott a korábbi kutatóárkok sem találtak semmit. Természetesen ezek az állítások a további mérésekkel és ásatásokkal megváltozhatnak, például nem mágnesezhető objektumokat, fából készült falakat találhatnak, vagy a mágneses kutatómódszer behatolási mélységénél nagyobb mélységben találnak műtárgyakat.

A porolissumi méréseket a jövőben is szeretnénk folytatni, hogy egy átfogó képet kapjunk a település szerkezetéről és méreteiről. A következő mérési kampány során a teljes temető felmérését tervezzük.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton köszönjük MARTON Péter professzor úrnak, aki 2004 folyamán archaeomágneses méréseket végzett a területen, hogy felhívta figyelmünket a porolissumi mérési lehetőségre. Köszönjük BAJUSZ István régésznek, a BBTE docensének és a Szilágy Megyei Történelmi és Művészeti Múzeum főmunkatársának, hogy lehetővé tette a részvételünket a kutatásban, kijelölte a mérési területeket, és házigazdánk volt a régészeti kutatóbázison. Hálásak vagyunk a zilahi SZMTM Múzeumnak, amiért biztosította a szállás és az utazási költségeit. Külön köszönettel tartozunk PÁNCZÉL Szilamér és VAS Lóránt régész doktoranduszoknak, akik a temetői mérési terület kijelölésében, illetve a kézirat régészettel kapcsolatos részeinek átnézésében voltak segítségünkre. Végül köszönjük a kolozsvári történész és régész szakos hallgatóknak, hogy segítettek a mérések kivitelezésénél és esténként biztosították a jó hangulatot. Köszönjük az OTKA TS 044765 számú Tudományos Iskola projekt és a GVOP-3.2.1-2004-04-0390/3.0 számú projekt támogatását.

HIVATKOZÁSOK

- ALFÖLDY Á., PÁNCZÉL SZ., VASS L. 2007: A porolissumi temető feltárási munkálatairól. V. Erdélyi Magyar Régészeti Konferencia, Kolozsvár, 2007. november 9–11.
- CLARK A. J. 1986: Archeological geophysics in Britain. *Geophysics* 51, 1404–1413
- GIBSON T. H. 1986: Magnetic prospection on prehistoric sites in Western Canada. *Geophysics* 51, 553–560
- KIS K., MESKÓ A. 1980: Alkalmazott geofizika. Gravitációs és mágneses kutatási módszerek. ELTE, egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest

KIS K. I., PUSZTA S. 2006: Application of magnetic field derivatives for locating Sarmatian graves. J. Appl. Geophys. **60**, 13–26

MESKÓ A. 1984: Digital Filtering: Applications in Geophysical Exploration for Oil. John Wiley & Sons, New York and Akadémiai Kiadó, Budapest

PATTANTYÚS-Á. M. 1986: Geophysical results in archeology in Hungary. Geophysics **51**, 561–567

TSOKAS G. N., GIANNOPOULOS A., TSOURLOS P., VARGEMEZIS G., TEALBY J. M., SARRIS A., PAPAZACHOS C. B., SAVOPOULOU T. 1994: A large scale geophysical survey in the archeological site of Europas (northern Greece). J. Appl. Geophys. **32**, 85–98

— • — • — • — • — • —

Válasz Stomfai Róbert megjegyzéseire (2008. évi 1. szám) Az árapály és a dagállysúrlódás nagyságrendjének áttekintése c. cikkhez (2007. évi 2. szám)

T. ÓNODI: Answer to remarks of R. STOMFAI to paper of T. ÓNODI (Vol. 49, No. 1; Vol. 48, No. 2)

Mindenekelőtt köszönöm a kritikát és azt, hogy valaki nemcsak hogy elolvasta a cikket, hanem utána is számolt. Mindenekelőtt le kell szögezmem, hogy magam is híve vagyok az SI rendszernek, elsősorban azért, mert koherens rendszer, tehát elkerülhető a „dimenzionális konstansok” alkalmazása, amire jó példa az angolszász mértérendszer.

A prefixumok azért még néhány szót megérdemelnek.

Sajnos a kritikába is becsúszt két hiba:

1. A szeptillió elnevezés az angolszász országokban, Oroszországban és Törökországban jelenti a 10^{24} számot (short scale). Az európai országokban, jó ideje már a franciáknál is a millió hatványai szerint számoznak. A szeptillió $7 \cdot 6 = 42$ nullát jelentene. A 10^{24} a jól ismert kvadrillió — ugyanis ennyivel váltották a pengőt 1946-ban (még volt előtte valami szorzó).

2. A Yotta kilogrammban viszont azt tartom hibának, hogy a kg már maga is tartalmazza a kilo prefixumot, és hiába alapegység, csak a gramm előtt állhat prefixum.

Ónodi Tibor

HÍREK, BESZÁMOLÓK

MTESZ SAJTÓTÁJÉKOZTATÓ

2008-ban ünnepli a Magyar Műszaki és Természettudományi Egyesületek Szövetsége alapításának 60. évfordulóját.

2008. április 22-én sajtótájékoztatón ismertette a MTESZ vezetősége a jubileumi évre tervezett fontosabb alkalmakat.

A sajtótájékoztatón dr. GORDOS Géza MTESZ elnök a következőket mondta el:

A MTESZ-t 1948. június 27-én alapították. Ma 40 tag-egyesülete, 21 területi szerve és kb. 80 000 tagja van. Kiemelten közhasznú szervezet, ezért állami feladatokat is elláthat. Az elnök reményei szerint a MTESZ a Nemzeti Kutatási és Technológiai Hivataltól (NKTH) munkát fog kapni, amelynek elvégzésére a tagegyesületeket fogják felkérni mint közreműködőket. Az elnök bízik benne, hogy a munkáért a MTESZ-nek az NKTH fizetni fog.

A másodszor megrendezésre kerülő Magyar Műszaki Értelmiség Napját idén a MTESZ rendezi. A rendezvény a

Parlamentben lesz, 2008. május 10-én. Ezen tablókiállítás is lesz, melyet a MTESZ székházban raknak ki először május 8-án, majd ezt viszik át a Parlamentbe, ahol az még május 11-én és 12-én is megtekinthető lesz a honatyák számára — ezzel is terjesztve a MTESZ híret.

A sajtótájékoztatót az előzőekhez GAGYI PÁLFFY András még hozzátette:

A gyémántjubileumi év alkalmából jubileumi emlékérmét ad ki a MTESZ, melyet kb. 90 személy vehet majd át. Emellett jubileumi aranyérmét is adományoznak két főnek: MOSONYI Emilnek és dr. TÓTH Jánosnak.

A sajtó képviselői névre szóló meghívót kapnak az ünnepségekre. A parlamenti ünnepségre külön jelentkezni kell.

Megjegyezte még, hogy az elmúlt 2 évben szinte teljesen megváltozott a MTESZ alapszabálya.

Petró Erzsébet

HU ISSN 0025—0120

Főszerkesztő: dr. Bodoky Tamás

Szerkesztő: Tóth Lajos, tel.: (1) 252 4999/142, e-mail: tothl@elgi.hu

Szerkesztőbizottság: dr. Aczél Etelka, dr. Ferenczy László, Hegybíró Zsuzsanna, Kakas Kristóf,
dr. Ormos Tamás, dr. Szarka László, Verő László

A szerkesztőség címe: Budapest, II., Fő u. 68. (1371 Budapest, Pf. 433)

Telefon: (1) 201 9815

TARTALOMJEGYZÉK

TISZTELT KOLLÉGÁK!	
Évfolyamtársak voltunk...	97
MGE	
Tisztelet az éveknek — A Szeniorok Bizottságának hírei — Wim Goudswaard átvette a Tiszteleti Tag kiténtetést	101
SZAKCIKKEK	
A magyarországi gravimetriai alaphálózatok vonatkoztatási rendszereinek összehasonlítása	
<i>Csapó Géza</i>	105
Termikus földköpeny-konvekció kétdimenziós numerikus modellezése különböző geometriák esetén	
<i>Herein Mátyás, Galsa Attila, Lenkey László, Süle Bálint</i>	111
HÍREK, BESZÁMOLÓK	
Meskó Attila temetése — Változások a magyar EAGE csoportnál — HUNGEO 2008 — Beszámoló a nagykanizsai VII. Földtudományi Ankétról — Üzenet onnan, ahol a teljesítményt nem feltétlenül lőerőben mérik — Rendezvénynaplár	124
IN MEMORIAM	
Dr. Meskó Attila	129

49. évfolyam 3. szám

2008